Gedruckt mit Unterstützung aus dem Jerome und Margaret Stonborough-Fonds

Das Bergland nordöstlich von Graz

(Neue geologische Aufnahmen)

Von

Robert Schwinner

(Mit 1 Tafel und 7 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 3. Dezember 1925)

I. Einleitung.

Anläßlich der von Herrn Professor Heritsch geplanten und mit dem Druck des Blattes »Graz« auch bereits begonnenen Herausgabe einer geologischen Karte 1 25.000 für das Gebiet der weiteren Umgebung von Graz übernahm ich die Revision des Blattes »Schöckl—Semriach«. Materialien hierzu mancher Art hatten sich seit Hoernes Zeiten im geologischen Institut der Universität gesammelt. Die von Vacek in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts für die k. k. geologische Reichsanstalt aufgenommene Manuskriptkarte war mir durch die Güte von Herrn Professor Hilber in der geologischen Abteilung des Joanneums zugänglich. Was die Stratigraphie des Grazer Paläozoikums betrifft, so ist eine erschöpfende Darstellung gegeben in Fr. Heritsch »Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz«, I bis IV; Denkschr. der Akad. der Wissensch. Wien, math.-nat. Kl., Bd. 92, 1915 und Bd. 94, 1917. Ebendort (Denkschr., Bd. 94, p. 55 bis 58) findet sich auch die einschlägige Literatur, so daß ich stets auf jene Liste verweisen kann. Im einzelnen auf die Entwicklung der geologischen Ansichten einzugehen, ist hier nicht beabsichtigt; dafür wird sich hoffentlich im Geleit der gedruckten Karte 1 : 25.000 Gelegenheit geben. Bezüglich der genaueren Einzelheiten einschließlich der Ortsangaben muß ohnedem auf sie vertröstet werden, nachdem auf der hier beigegebenen schwarzen Skizze der Deutlichkeit halber von allzuweit gehenden Trennungen u. dgl. abgesehen werden mußte, die Spezialkarte 1 75.000 nicht genügt und die Plan-Sektionen 1 25.000 den meisten Lesern nicht zugänglich sein dürften.

Das von mir begangene und aufgenommene Gebiet reicht von der Mur bis zur Raab und von der Leber und von Radegund bis an den Fuß des Hohen Trötsch und an den Rand des — Tertiär führenden — Beckens von Passail. Auf den Strich Andritz — Radegund — dessen Besprechung man nach dem Titel allenfalls auch noch erwarten könnte — einzugehen, habe ich vermieden, weil hier andere Herren an der Arbeit sind, die selbst berichten werden. Auf dieses verhältnismäßig kleine Gebiet ($^1/_3$ bis $^1/_2$ Plan-Sektion) konnte ich 23 volle Marschtage verwenden; dabei ist der Gebirgsbau der in

Frage stehenden Gegend eigentlich nicht allzu sehr verwickelt. Die Aufschlüsse lassen allerdings zu wünschen übrig.

Zum Schlusse erfülle ich eine angenehme Pflicht, den Herrn Professor Heritsch und Angel für vielfache freundschaftliche Unterstützung und Förderung zu danken. Auch den Herren Professor Hilber und Mohr verdanke ich wertvolle Mitteilungen und ebenso den Herren Kuntschnig und Clar.

II. Einteilung.

Die Einteilung ist von Natur vorgezeichnet; das untersuchte Gebiet baut sich in der Hauptsache aus größeren in sich homogenen Gesteinskörpern auf, Zersplitterung und Auflösung in kleinere Bauelemente ist wenig verbreitet. Der Bau gliedert sich klar in Stockwerke, von denen wir zu unterscheiden haben (von unten nach oben):

A) Das Grundgebirge.

Krystalline Schiefer finden sich in zwei Hauptverbreitungsgebieten: einerseits säumen sie den Südrand des Berglandes von Niederschöckl über Radegund nach Weiz und östlich weiter über die Raab. Nördlich der Kette von Kalkbergen, welche vom Schöckl zum Zetz zieht, erfüllen sie die Beckenlandschaften von Semriach—Passail und streichen weiter gegen St. Kathrein. Zwischen Schöckl und Garracherwänden ist die Kalkbarriere abgetragen und die Schiefer beider Gebiete hängen auf der Strecke Schöcklkreuz—Ebner ohne merkliche Trennung zusammen.

Mit der Bezeichnung »Grundgebirg« soll nichts anderes gesagt sein, als was im Wortlaut selbst liegt: es besteht aus krystallinen Schiefern, liegt überall zu unterst im Gebirgsbau und scheidet sich scharf vom übrigen »Deckgebirg«, hauptsächlich durch Lagerung und eigene Interntektonik, aber auch petrographisch, durch Granitintrusion und ähnliches. Über Alter und stratigraphische Stellung dieser Schieferserie soll damit vorläufig nichts ausgesagt werden. Auch die bei älteren Autoren beliebte Bezeichnung »Quarzphyllit« oder »Quarzphyllitgruppe« wurde absichtlich vermieden.

B) Das Deckgebirge

gliedert sich weiter in:

a) Die Schöcklkalkdecke,

eine Platte jenes halbkrystallinen fossileeren Kalkes, den man seit Clar mit dem guten Lokalnamen Schöcklkalk bezeichnet, meist unmittelbar über Grundgebirge liegend — stellenweise liegen dazwischen Breccien, phyllonitische Schiefer und ähnliches, welche Bildungen wohl als tektonische Aufbereitung der anstoßenden Gesteine zu erklären sind. Erosion zerstückelte sie in drei große

Schollen: Schöckl, Garracher Wände, Tanneben; auf den Schiefern nördlich und östlich von Semriach liegen aber noch eine Anzahl (8) weitere kleine bis kleinste Erosionsrelikte. Außerdem muß die Lueggschuppe (westlich von Augraben—Kesselfall) dieser tektonischen Einheit angereiht werden, einfach, weil sie mit zum Rahmen des Semriacher Fensterzipfels gehört. Womit gar nichts gegen ihre Sonderstellung in tektonischer und stratigraphischer Hinsicht gesagt sein soll.

b) Die Taschenschiefer,[1]

eine stark durchbewegte Phyllitserie, ziemlich reich an Grünschiefern, gelegen über dem Schöcklkalk der Tanneben und dem Korallenkalk von Ruine Luegg (sowie in einzelnen Lagen zwischen beiden Schuppen) an der Taschen, dem Sattel zwischen Semriach und Peggau; ziehen von da über den Hiening in den unteren Rötschgraben und spitzen im Rannachgraben zwischen Augrabenschule und Leber aus; Fortsetzung in der Schieferzone, die wenig südlich der Leber beginnend, über Kalkleiten—Zösenberg—Einödgraben stets im Hangenden des Schöcklkalkes zur Platte zieht. Auch westlich der Mur taucht zwischen Klein-Stübing und Deutsch-Feistritz eine Fortsetzung dieser Schieferzone aus dem Murschotter wieder empor.

c) Die Rannachdecke

baut sich über dem Taschenschiefer des unteren Rötschgrabens mit 600 bis 700 *m* Dolomit und Korallenkalk auf. Die Hauptmasse liegt west- und südlich, anzuschließen ist die Deckscholle des Hochtrötsch.

d) Junge, orogene Schuttbildungen,

die über ein Erosionsrelief transgredieren, aus Tertiär und Quartär. Genauer auf sie einzugehen liegt nicht im Plan dieses Aufsatzes.

---

[1] Hier sind einige Bemerkungen über Nomenklaturregeln nötig. Gute Lokalnamen sind keinesfalls zu ändern. Z. B. ist »Schöcklkalk« der Kalk des Schöckl, ganz gleich, was man über sein Alter und weitere Verbreitung augenblicklich zu wissen glaubt. Würde sich herausstellen, daß der Kalk der Tanneben nicht mit ihm äquivalent wäre, so müßte für letzteren ein neuer Name gewählt werden, aber für den Schöckl bliebe der erste Name unantastbar. »Semriacher Schiefer« war aber nie ein reiner Lokalname, sondern ein Zwitter zwischen einem solchen und einem Stufennamen (= Schiefer über dem Schöcklkalk). Als typisches Leitgestein hat u. a. Hoernes gerade jene Grünschiefer bezeichnet, die an Platte und Taschen vorkommen. Sobald sich herausstellt, daß die Schiefer, auf denen Semriach steht, im Sinne jener Definitionen keine »Semriacher Schiefer« wären, daß sie unter und nicht über dem Schöcklkalk liegen und mit den typischen »Semriacher Schiefern« von der Taschen nicht zusammenhängen, so hat Definition und älterer Sprachgebrauch einen inneren Widerspruch. Will man Mißverständnisse (wie sie ja leider genügend hier vorgekommen) für die Zukunft vermeiden, so muß man jenen unglücklich definierten Namen fallen lassen. Unter »Taschenschiefer« verstehe ich dann korrekterweise nur die Schiefermasse auf der Taschen und soweit sie von dort zusammenhängend zu verfolgen ist.

III. Beschreibung.

A) Das Grundgebirge.

a) Typen der Gesteine.

In Dünnschliffen wurden Gesteine untersucht von folgenden Örtlichkeiten:

1. Trahöfen, Nordrand des Semriacher Beckens am Übergang nach Fladnitz, Schrems usw. im Hohlweg nördlich des kleinen Weilers: Schwärzlichgrauer Phyllit, auf den seidenglänzenden s-Flächen feine Riefen, gelegentlich zwei einander überkreuzende Systeme davon, sehr dünnlagig, Oberfläche etwas rostig anwitternd. Unter dem Mikroskop fällt zuerst das schwarze (kohlige) Pigment auf, das lagenweis angeordnet die Stauchfältchen schön sichtbar, dafür die Mineralien unkenntlich macht. Etwas Quarz und hauptsächlich Serizit (zum Teil vielleicht noch Kaolinit, kein Chlorit!). Keine posttektonische Krystallisation.

2. Unter Paulurl, im Südzipfel des Semriacher Fensters, im obersten Schöcklgraben (I):[1] feinblätteriger Phyllit, mißfärbig grünlichgrau. Unter dem Mikroskop kleine runde Quarzkörner in Schuppengewebe von Serizit; viel Rutil (Tonschiefernädelchen), runde Körnchen Epidot. Streifenweise gelbbraun, von Eisenhydroxyd infiltriert. Keine posttektonische Krystallisation.

3. Stadelberg, Nordhang, zwischen Welling- und Schöcklgraben (II)[1] bei Arzberg: ebenfalls grüngrauer, feinlagiger Phyllit; jedoch fester. Unter dem Mikroskop scharfe Lagentextur, durch schwarze Pigmentstreifen noch hervorgehoben, abwechselnd vorwiegend Serizit (mit reichlich Chlorit) und Quarz, kleine undulöse Körner und verzahnte Gruppen. Viel Tonschiefernädelchen. Stauchfältchen im Glimmer. Keine posttektonische Krystallisation.

4. Südöstlich unter Neudorf, nahe bei den Mühlen am Lurbach. Silberglänzender Phyllit, sehr glimmerreich, jedoch mit einzelnen Quarzlagen und Linsen, stark gefältelt. Schicht und Kluft voll Eisenocker. Unter dem Mikroskop Quarz in Haufen und Lagen, zerlegt in kleine, oft undulöse, ineinander verzahnte Körner, nicht optisch geregelt; Muskovitt ziemlich große Blätter in großwelligen Zügen (nicht Stauchfältchen), viel limonitisiertes Eisenerz (Pyrit?).

5. Rötschgraben, südöstlich von Semriach, $^3/_4$ *km* vom oberen Ende der Kesselfallklamm (653 *m*) nach O aufwärts. Lichtgrüner, seidenglänzender, feiner fester Schiefer. Unter dem Mikroskrop abwechselnd Lagen von Quarz — kleine verzahnte, zum Teil undulöse Körner, nicht optisch geregelt — und von Serizitschüppchen. Quarz überwiegt etwas. Chlorit kleine Schüppchen im Glimmergewebe eingestreut — in Anbetracht des Aussehens (ich hatte im Feld unbedenklich »Grünschiefer« notiert!) erstaunlich wenig. Granat viele kleine runde Körnchen, gelegentlich zerbrochen, dann findet sich

---

[1] Wegen der Synonyma vgl. auch Anmerkung 2, p. 238.

aber auf den Sprüngen nie Chlorit; Turmalin (blaugrau), Rutil, Pyrit (einige große Idioblasten); Quarz, Serizit, Chlorit zeigen keine nachtektonische Krystallisation; bei Granat und Turmalin, die wohl demselben magmatischen Einfluß zu danken sind, sieht es beinah aus, als wenn sie nachtektonisch aufgeblüht wären, doch läßt sich das bei so kleinen Kryställchen schwer entscheiden. Keine Diaphthorese. Serizitschiefer bis -quarzit.

6. Oberer Rötschgraben, $^1/_2$ Stunde ober 5. unter 703 (Plan): lichtgraugrün, s-Flächen noch mit Serizitglanz, Querbruch aber schon zweifelsfrei als Quarzit zu bezeichnen. Unter dem Mikroskop Hauptmasse Quarz, ganz kleine Körnchen, verzahnt, zum Teil undulös; die Serizitschüppchen erzeugen, obwohl wenig, durch strenge Parallelstellung eine scharfe Schieferung. Chlorit, abermals (wie oben 5.) auffallend wenig, ihn im Namen anzuführen wäre noch nicht gerechtfertigt. Turmalin vereinzelt, ebenso Pyrit. Rein mechanisches Gefüge.

7 Rücken zwischen Welling- und Schöcklgraben, nördlich von Kote 805 (Plan): Serizitschiefer bis -quarzit, grünlichweiß, fest, ziemlich feinschieferig. Unter dem Mikroskop Quarz, ganz in kleinste Körner zerlegte Linsen und Lagen, Serizitschuppen, zwischen den Quarzkörnern und allein Lagen bildend; Chlorit wieder sehr spärlich, weniger als man nach der Farbe erwarten würde. Viel Brauneisen, als Pseudomorphosen nach Pyrit und auf in s-aufgerissene Spalten eingewandert. Verhältnismäßig viel Turmalin, auch Säulchen mit guter Pyramidenspitze, vereinzelt Granatkörnchen. Auch hier nicht sicher, ob irgend ein Mineral nachtektonisch kriystallisiert ist.

8. Wellingbachmündung: festes, feingeschiefertes, mattgrüngraues Gestein, schließt wie eine Randzone an den großen Amphibolitzug dortselbst an, ist aber doch nur ein gewöhnlicher Serizit-Chlorit-Quarzit. Unter dem Mikroskop fast nur kleine Quarzkörnchen, undulös, verzahnt; genau parallele Schüppchen, zu gleichen Teilen Serizit und Chlorit markieren die Schieferung. Dazu etliches Erz. Von den Chloritpartien sehen einige fast wie nachtektonisch krystallisiert aus, andere sind aber unzweideutig in Stauchfältchen gelegt.

9. Westausgang von Dorf Plenzengreith: blaugrau-glasiger Quarzit, stark mit Ocker beklext. Eng gefaltet und normal zur Faltenachse dünnplattig abgesondert. Unter dem Mikroskop verzahntes Gefüge aus kleinen Quarzkörnern, gut optisch geregelt, aber alle Körner parallel und nicht nach den Faltenbogen orientiert, wie sie durch schwarzes Pigment markiert sind (Eisenerz, weil Ockerfahnen daran hängen); ziemlich viel Granat, ebenfalls den gebogenen s-Flächen folgend, kleine Körnchen ganz und rund, die größere in Haufwerk aufgelöst, d. i. zerbrochen. Also nicht posttektonisch krystallysiert. Genauere Beschreibung dieses schönen Faltenquerschliffes anderswo.

10. Ecke der Hochstraße unterm Hechvoll, östlich von W. H. Jägersteig: mattweißes, massiges Gestein, voll feiner Haarrisse, Klüfte leicht rostig, ganz vom Ansehen eines feldspatreichen Massengesteines. Unter dem Mikroskop aber fast nur Quarz, kleine eckige Körnchen, dazwischen größere undulöse Porphyroklasten; keine optische Regelung, wohl aber eine nach der Form, durch Parallelschlichten der länglichen Quarzkörner entsteht sehr gute Schieferung, die man makroskopisch gar nicht merkt. An Übergemengteilen nur etwas Rutil. Rein mechanische Gefügebildung.

11. Breitenau, nördlich von Plenzengreith, Hohlweg am nördlichen Dorfausgang. Massiges Gestein in dicken Bänken, mattgrünlich-graulich-weiß, voll Haarrissen, ockerig angewittert. Unter dem Mikroskop neben Quarz fast mehr lamellierte Plagioklase (etwa Albit-Oligoklas), Serizit und Chloritflecken mit Quarzkörnern und Glimmern drin (vielleicht nach Granat?). Herr Kollege Angel machte mich aufmerksam, daß ein ganz arg verquetschter Pegmatit vom Radegunder Typus, die ja keinen Kalifeldspat haben, so aussehen könnte.

12. Bildstock, 200 *m* südlich vom Angerwirt gelegen: graues Gestein von mattsandigem Ansehen, scharf geschiefert, s mit ein wenig Serizitglanz, Querbruch matt, zeigt zahlreiche schwarze Kryställchen eingesprengt. Unter dem Mikroskop Quarzgefüge sehr fein, verzahnt, undulös, paralle Serizitschüppchen bewirken die Schieferung; sehr schöne Magnetitidioblasten, Apatit, Chlorit im normalen Gefüge sehr spärlich, kommt aber in größeren Partien vor, an die Magnetite etwa nach Art eines in s gestreckten Hofes anschließend; diese Höfe sind wohl posttektonische Neubildung (oder mindestens paratektonisch).

13. Ober Gehöft Hofstetter, knapp unterm markierten Weg am Schöcklnordhang: grüngrauer, fester, feinlagiger Schiefer, in dem einzelne Biotite schon mit freiem Auge zu sehen sind. Unter dem Mikroskop ausgeprägte Lagentextur, überwiegend Strähne aus Chlorit und drin Meroxen (Pleochroismus gelb-braunrot). Zum Teil ist der Meroxen scharf begrenzt, doch finden sich Stellen genug, wo er aufblätternd Faser für Faser in Chlorit übergeht. Pleochroitische Höfe um kleine Zirkone sehr häufig in Meroxen und Chlorit. In den hellen Lagen und Linsen überwiegt das Karbonat, daneben Quarz. Feldspat konnte nicht festgestellt werden, auch kein weißer Glimmer; schwarzes Erz, bevorzugt die Glimmersträhne. Ist als diaphthoritischer Kalkmeroxenschiefer zu bezeichnen.

14. Halbwegs zwischen Schöcklkreuz und Angerkreuz. Schwarzgrauer phyllitischer Schiefer, feinschichtig, südlich, ziemlich mattglänzend, Querbruch quarzitähnlich. Unter dem Mikroskop überwiegt der Quarz, Haufen von ganz kleinen Körnchen, nicht geregelt; Serizitschüppchen in Faltenzügen angeordnet. Große Porphyroblasten von Granat und Chloritoid (übrigens schon mit freiem Aug als braune und schwarze Knöpfchen zu erkennen). Spärlich Chlorit, Meroxen (gelbbraunrot), Turmalin. Sehr ähnlich den Almandin-

Chloritoidschiefern von der Gleinalpe (vgl. Machatschki, F., Steirische Chloritoidschiefer. Geolog. Archiv, II, p. 188, 1923).

15. Oberm Hechvoll an dem rot markierten Weg auf den Schöckl. Graues festes Gestein, s mattglänzend mit schwärzlichen (Chlorit-)Flecken. Querbruch feinlagig, dunkle und lichtgraue Lagen wechselnd. Braust lebhaft mit HCl. Unter dem Mikroskop, die einen Lagen aus Quarz und Chlorit, die andern Karbonat. Viel Erz und große Plagioklase, fast wie posttektonische Porphyroblasten. Vielleicht ein gefeldspateter Kalkphyllit; ob posttektonisch?

16. Wellinggraben vor Ort Welling, nördlich von der Mündung des Neudorfgrabens. Dunkler Grünschiefer, dem man den in s liegenden Chlorit gleich mit freiem Auge ansieht. Unter dem Mikroskop: Quarz in Haufen und Linsen von kleinen Körnern (Feldspat darunter nicht feststellbar) verzahnt, zum Teil undulös, optisch nicht geregelt, wohl aber sind die länglichen Körner der Form nach ziemlich angenähert parallel geschlichtet. Chlorit durchwebt das Quarzgefüge und bildet außerdem einige größere Partien, die von Leukoxen begleitet sind (Pseudomorphosen nach Hornblende?), viel Karbonat, etwas Epidot. Gefügebildung rein mechanisch, es ist weder eine posttektonische Krystallisation noch Relikte von Erstarrungsgesteinstrukturen zu erkennen.

17 Hohlweg nördlich ober Trahöfen, dunkelgrüner Schiefer, matt, rauh, stengelig. Unter dem Mikroskop: feinkörnig, Quarz in Chloritgewebe, Karbonat durchdringt das ganze Gefüge und kittet auch die Haarrisse. Epidot kleine Körner, opake polygonale Querschnitte (Relikte nach einer Hornblende?). Keine posttektonische Krystallisation (mit Ausnahme der des Karbonates vielleicht), Ähnlichkeit mit gewissen Typen aus den Taschenschiefern.

18. Wellinggraben, südlich von Kote 656; dunkelgrüner Schiefer, feinlagig, mit einzelnen breiten, rostigen Karbonatlagen. Unter dem Mikroskop: Lagen und Linsen aus kleinen undulösen, verzahnten, zerbrochenen Körnchen von Quarz und Feldspat (Albit), Mengenverhältnis nicht bestimmbar. Dazwischen Lagen von Chlorit und Muskovit gemischt, ziemlich viel Erz (Magnetit, Ilmenit), kleine Körnchen in Haufen und Lagen. Alles durch und durch von Karbonat durchwachsen (vielleicht der quantitativ überwiegendste Bestandteil). Spärlich Epidot, Apatit, Rutil. Das Karbonat ausgenommen rein mechanische Struktur.

19. Unter Steinpeter, 1 *km* nördlich von Semriach: stumpf lichtgrünlichgrauer Schiefer auf den s große (5×1 *cm*), schwarzgrüne Flecken. Unter dem Mikroskop erweisen sich die Flecken als Strähne von Chlorit. Sonst Quarz, kleinkörnig, undulös, die Lagen verzahnt (ob auch Plagioklas darunter?), Chlorit, reichlich Karbonat, Epidot, Leukoxen, grüne Hornblende, (opake Relikte, etwa nach brauner Hornblende wie bei 22?), viel Erz. Große Ähnlichkeit mit 17 und besonders gewissen Typen der Taschenschiefer.

20. Arzberg, Steinbruch, nordwestlich vom Ort: dickbankiges, fast massiges Gestein, dunkelgraugrün mit schwarzgrünen Flecken

auf den undeutlichen s-Flächen. Unter dem Mikroskop Plagioklas, kleine und auch große, feinlamellierte Krystalle; größere Partien aus Chlorit, verwachsen mit farbloser Hornblende und Karbonat (Pseudomorphosen nach Augit), etwas Muskovit, grüne Hornblende, Epidot in Körnern, einzeln und in Haufen, Titaneisen mit Leukoxen, wenig Pyrit. Haarrisse verkittet durch Calcit-Epidotadern. Gefüge erinnert noch stark an ophitische Strukturen von Erstarrungsgesteinen. Mechanische Durchbewegung überhaupt nicht stark, daher Verhältnis zur Krystallisation nicht sicher bestimmbar.

21. Landzunge, die sich von Nordwesten vor die Mündung des Wellinggrabens legt. Mächtiger Zug eines dickbankig abgesonderten, im Handstück massig körnigen Gestein, matt dunkelgrün, mit lichteren Körnern wechselnd. Unter dem Mikroskop häufigster Bestandteil Plagioklas (Oligoklas-Andesin etwa) mit vielen Einschlüssen (Muskovit, Epidot, lichte tremolitische Hornblende), Epidotkörnerhaufen, lichtgrüne Hornblende; Chlorit, meist an Epidot angelehnt; Titaneisen mit Leukoxen. Schieferung kaum merklich; Erstarrungsgesteinsstruktur noch besser erhalten als bei 20 (vgl. Heritsch, IV, p. 364).

22. Mühle an der Ausmündung des Lurbaches ins Polje, 400 *m* nördlich vom Kreuzwirth (Semriach); dickbankig abgesondertes, im Handstück fast massiges Gestein; dunkelgrün, körnig mit lichteren Punkten. Unter dem Mikroskop ganz überwiegend Hornblende, und zwar zweierlei: (häufiger) blaugrüne Hornblende; seltener aber auffälliger, in zerhackten Skelettformen braunrote basaltische, oft weiß bestaubt oder von opaken Leukoxenpartien begleitet. In den wenigen Zwischenräumen Körnerhaufen von Quarz (oder Plagioklas); Epidot, Chlorit, Apatit. Läßt keine mechanische Beeinflussung erkennen.

b) Allgemeiner Charakter der Serie.

1. Stoffbestand. Unzweifelhafte Orthogesteine, d. i. magmatischer Abkunft, sind nur die wenigen Pegmatite. Die größte Gruppe muß im Wald vom Rabnitzberg (zwischen Schöckl- und Angerkreuz) bis gegen den Schöcklnickl hinabliegen, wobei man in Betracht ziehen muß, daß eine große Anzahl von Blöcken, wie sie das Ausgehende eines Pegmatitlagers kennzeichnen, in den Wiesen gesprengt oder sonstwie beseitigt worden sind, so daß die heute vorzufindenden nur einen Rest darstellen. Wenn das Gestein Nr. 11 auch ein Pegmatit ist, so reicht diese Gruppe weit über den Südrand ins Fenster hinein. Auch im Südzipfel greifen die Pegmatite weit gegen W vor, so beim Rumpl, anstehend zwischen oberem und unterem Haus gut aufgeschlossen, bei der Rumplmühle[1] und Lesesteine im Feld südlich vom Völkl. Zu den Orthogesteinen gehören

[1] Nach freundlicher Mitteilung von H. Prof. Mohr. Vgl. übrigens H. Mohr, Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1923, Monatsber. 5/10, p. 122, oben und Anmerkung 20.

fast sicher auch noch die massig körnigen Amphibolite (Nr. 20, 21, 22), außer den angegebenen Fundorten fanden sich ähnliche Gesteine bei Hart 666 am Südostrand des Passailer Tertiärplateaus; im Hinterleitengraben südwestlich von Kote 787; einzelne Lesesteine, aber auf weite Strecke verbreitet, quer über den Rücken nördlich vom Angerwirt; und in der Fortsetzung westlich davon bei 748 im obersten Lurbach. Vielleicht ist auch der eine oder andere der Grünschiefer anzuschließen, besonders jene mit den großen Chloritflecken, die auch mit Metadiabasen der Taschenschiefer große Ähnlichkeit haben. Alles andere ist Sediment, und zwar wiegen die tonigen Charakters vor (Phyllite), aber auch tonigsandige (quarzreiche Phyllite bis wahre Quarzite) und kalkige (Kalkphyllite bis reine Marmore) sind vorhanden.

Einige Vorkommnisse, die ich als Marmor ausgeschieden habe, sind früher als Schuppen von Schöcklkalk, eingefaltet in die Phyllite, angesehen worden. Um Mißverständnisse zu vermeiden, einige kurze Feststellungen. Über das Alter irgendeiner dieser Bildungen (Phyllit, Marmor, Schöcklkalk) soll nichts behauptet werden. Im Feld feldzustellen ist nur, daß die Phyllitserie und die Schöcklkalkdecke zwei tektonisch sauber getrennte Körper sind, getrennt durch eine große durchlaufende Schubfläche; Verschuppungen oder ähnliche Annäherungen sind in unserem Bereich nirgends auch nur angedeutet. Was ich als »Marmor der Phyllitserie« bezeichne, ordnet sich als Lage oder Linse in die Tektonik des Grundgebirges ein [die kleine Linse Marmor im Wellinggraben, südlich der Mündung des Schweineggrabens, ist darin eine Ausnahme, daß sie quer zum nordöstlichen Generalstreichen liegt, aber zur Schöcklkalkdecke paßt sie auch nicht; sie steht steil und repräsentiert eine jener »Querschollen« (Hammer), die im Grundgebirge überhaupt nicht selten sind und auch sonst unserer Phyllitzone nicht fehlen], streicht also an der Oberfläche linear aus, die in Taf. I gewählte Signatur wird bei den meisten die Breite etwas übertreiben. Zum Schöcklkalk gehören dagegen die Deckschollen, deren Umrisse sofort klarmachen, daß sie Erosionsrelikte einer flach oben draufliegenden Decke sind.[1] Zwischenglieder zwischen beiden Formen, bei denen man nach genauer Kartierung noch zweifelhaft sein könnte, gibt es im untersuchten Gebiet nicht. Außerdem besteht zwischen beiden Gruppen ein kleiner, aber merklicher und konstanter Unterschied in Stoff und Struktur. Schöcklkalk ist bläulich, wittert grau bis blaugrau an, Marmor hat gelblichen Stich, braunrot anwitternd;[2] Kalkschiefer im Schöcklkalk- (und auch im Korallenkalk-)Komplex hat herbstlaubfarbene Tonhäute und blaue Kalklagen im Querbruch, im Phyllitsystem sind es dagegen typische Kalkglimmerschiefer, mit individualisierten grünlichweißen Glimmern und braunen Karbonatlagen im Querbruch. Solche Kalkphyllite bilden — nur von kleinen Marmorlinsen begleitet — die zwei Züge, die durch Arzberg gegen Südwesten streichen und jenen, der den Wellinggraben 1 *km* nördlich von der Max-Mühle kreuzt. Der Struktur nach sind die Marmore höher krystallin, grobkörniger und regelmäßig parallelepipedisch abgesondert. Schöcklkalk meist wesentlich feinkörniger, zeigt — abgesehen von den später zu besprechenden brecciösen Oberflächenbildungen — gerade in einigen der bedenklicheren, tief liegenden Deckschollen — unregelmäßige, mit Sekretionskalzit verkittete postkrystalline Zerbrechungen. Und gerade an den Stellen, wo beides zusammenstößt, ist jedes Handstück klar zu unterscheiden: so im Wellinggraben, wo der Marmorzug von Kote 656 an die Schöcklkalkbreccie des Schwarzeck fast anstößt; im Rötschgraben Schöcklkalk oberm Kesselfall bei 653 und Marmor bei der Mühle 3 *km* östlich; und am Schifterkogl Schöcklkalkbreccie (= Mylonit an der Basis der

---

1 Vgl. dazu die genauere Beschreibung unter B. p. 246ff.

Beides im Aufnahmsgebiet! Es gibt Schöcklkalk mit roter Kruste allerdings sieht man dann deutlich die infiltrierte Terra rossa und in anderen Phyllitgebieten — bläuliche, gebänderte und sonst dem Schöcklkalk sehr ähnliche Marmore.

Decke) und wenige Schritte höher am Bauernhaus ein schmales, völlig plastisch verbogenes Marmorlager. Für die hier vorgenommene Trennung ist es völlig irrelevant, welches Alter — absolut und relativ — man den beiden Gruppen gibt. Auch wenn der Schöcklkalk und die fraglichen Marmore ursprünglich Sedimente gleichen Alters gewesen wären — eine Vermutung, für die ein Grund vorläufig nicht vorgebracht werden kann — so müßte eine Detailaufnahme zwischen beiden unterscheiden; denn sie gehören zwei tektonisch völlig getrennten Serien an und haben andere Fazies, zum Teil primär, zum Teil in der Metamorphose.

2. Mineralbestand. Bezeichnend für so ziemlich die ganze Serie sind die typomorphen Mineralien Sericit, Chlorit, Epidot; das ist Grubenmanns oberste Tiefenstufe; doch sind Andeutungen von ziemlich tiefer Lage in dieser vorhanden, so das Nebeneinandervorkommen von Chlorit und Hornblende (Prasinitfazies). Aber bei den jüngsten Bildungen, den in s ausgeschmierten grünen Flecken z. B., herrscht doch der Chlorit; auch typische Diaphthorese ist zu beobachten: Chlorit nach Meroxen (13), merkwürdigerweise nicht auch nach Granat (9). Turmalin und Granat bezeichnen den äußersten Saum des Kontakthofes der granitischen Massen, die südlich von Radegund—Weiz vorhanden sein müssen. Entsprechend dem Vordringen der Pegmatite über Schöcklkreuz—Schöcklnickl (siehe oben p. 224) fällt schon makroskopisch der Granatgehalt der schwärzlichen Phyllite bis kurz südlich von Plenzengreith ins Auge, im Dünnschliff ist die Verbreitung noch weiter zu verfolgen. (9) Ebenso stoßen Pegmatite und Granatgehalt in deutlichem Parallelismus gegen Rötsch—Auengraben vor [siehe oben p. 226 und (5)]. Ob das Karbonat, das die Gesteine manchmal förmlich durchtränkt, primär im Sediment enthalten war, ob es bei der Metamorphose durch irgendwelche innere Umsetzung gebildet oder von außen zugeführt worden ist, kann schwer entschieden werden, ist für die verschiedenen Gesteinstypen auch vielleicht verschieden zu beantworten. Ich will nur noch darauf aufmerksam machen, daß karbonatreiche sedimentäre Grünschiefer für Grauwackenzone, Ennstaler Phyllite[1] und obere Tauernschieferhülle typisch sind. Interessant ist auch die Ähnlichkeit der Chloritoidschiefer mit jenen der Gleinalmserie. Leider kommt dieser Gesteinstyp aber nur am Scheiderücken zwischen Radegund und Plenzengreith vor.[2] Gegen S und O fortschreitend, kommt man allmählich ohne Sprung zu Mineralkombinationen von immer höherer Bildungstemperatur. Dort, wo ein beträchtliches Stück durch die Kalkdecke des Schöckl etc. verhüllt ist, scheinen hüben und drüben recht verschiedene Fazies vorzuliegen: Phyllit gegen »Staurolithgneis«. Aber das kurze unbedeckte Stück beim Schöcklkreuz zeigt Möglichkeit und Art des allmählichen Überganges. Auch der Lagerstättentypus zeigt den gleichen Kontrast: hüben (Haufenreith—Arzberg) Bleiglanz und Zinkblende, drüben (Naintsch) Magnetkies. Die Phyllitzone Semriach—Passail geht also gegen Südosten ganz allmählich

---

1 Vgl. Angel Fr., Gesteine der Steiermark, Graz 1924, p. 236 bis 238, vermutlich aber auch p. 178 oben zum Teil.

2 Vgl. Angel Fr., Gesteine der Steiermark, p. 225/226, 241.

in die Nachbarzone über, mit Mineralkombinationen, welche auf größere Tiefe oder Nähe von Magmaintrusionen deuten. Vermutlich überwiegt letzterer Einfluß. Und daraus kann man schließen, daß bei Intrusion des Granites von Radegund beide Zonen schon wie heute nebeneinander lagen, daß also zwischen Radegund und Passail keine regionale Störung aus jüngerer, postgranitischer Zeit liegen kann.

3. Gefüge. Ist rein mechanisch ausgearbeitet. Scherende Durchbewegung, Gleichschlichtung, Fältelung formte »Phyllonite«. Die hauptsächlichsten Mineralien (abgesehen vom Karbonat) zeigen keine Spuren von posttektonischer Umkrystallisation. Einigermaßen unsicher ist die Auffassung bei Turmalin und Granat. Da ist zu bedenken, daß derartige kleine, feste Kryställchen im nachgiebigen Glimmergewebe auch ziemlich beträchtliche Schiebung und Scherung im s ohne viel merkliche Deformation mitmachen können. Der Befund bei Gestein (9) macht wahrscheinlich, daß auch der Granat bereits vor der letzteren großen Durchbewegung auskrystallisiert war. Dazu stimmt, daß die Pegmatite, hier und drüben in Radegund etc., alle eine ganz beträchtliche mechanische Durcharbeitung erkennen lassen. Die Intrusion jenes Granitkernes samt Gefolge mit Umwandlung der benachbarten Schiefer muß also vor der letzten großen Faltung stattgehabt haben. Was die körnigen Amphibolite betrifft, welche nur sehr geringe Durcharbeitung erkennen lassen, so mag hier Analoges statthaben, daß kleine, aber besonders widerstandsfähige Gefügeelemente in plastischem Phyllitmedium von der Scherung, Schiebung etc. verschont bleiben. Andere sind ja offenbar davon heftigst betroffen und zu Chlorit-Fleckschiefern ausgewalzt worden, so ein Vorkommen etwa 100 Schritt überm Bach gegenüber dem Fundort von Gestein (22). Genau so treffen wir in den Taschenschiefern ganz unverletzte Diabase, neben vollkommen ausgewalzten Fleckschiefern, z. B. beim Seifried (Trötschterrasse westlich, vgl. p. 251).

c) Verbreitung und Verband.

Krystalline Schiefer zeigen meist einen schnellen Wechsel in der Schichtlage. Unsere Phyllitzone kann als ein im Verhältnis regelmäßig gebautes Stück Grundgebirge bezeichnet werden. In dem Raum vom Semriacher Zipfel bis zur Raab wurde gemessen:

Streichen					Fallen		
N $78^{3}/_{4}$	bis	$56^{1}/_{4}$°	W	5 mal	0	bis 10°	2 mal
$56^{1}/_{4}$		$33^{3}/_{4}$		5	11	20	16
$33^{3}/_{4}$		$11^{1}/_{4}$		3	21	30	.20
$11^{1}/_{4}$ W		$11^{1}/_{4}$	O	5	31	40	17
$11^{1}/_{4}$		$33^{3}/_{4}$		9	41	50	8
$33^{3}/_{4}$		$56^{1}/_{4}$		...16	51	60	7
$56^{1}/_{4}$		$78^{3}/_{4}$		...20	61	70	3
$78^{3}/_{4}$	»	$101^{1}/_{4}$		...11	71	80	0
					81	90	1

und zwar nördliches Fallen 52 mal, südliches Fallen 22 mal. Man sieht, daß die Schiefer recht regelmäßig ostnordöstlich streichen und dabei meist nördlich fallen. Die Ausnahmen treffen isolierte Verbiegungen und einige Teilgebiete, die tatsächlich in den Nordwestquadranten umschwenken: westlich von Arzberg; östlich von Steinlenz; Neudorf, nördlich von Semriach. Anpassung an den Rahmen kann man kaum feststellen; nur in der Gegend Rumpl—Schifterkogel schien es mir, als ob sich die Schiefer der Decke anschmiegen würden, sonst streichen sie oft auch ganz am Rand quer zur Grenzfläche; man darf sich nur nicht täuschen lassen, wenn z. B. südlich von Arzberg das Streichen beider das Gleiche ist; die Schiefer fallen dort nördlich, der Schöcklkalk südlich und beide Ebenen bilden fast einen rechten Winkel!

Was die Verteilung der einzelnen Gesteinstypen betrifft, so nehmen die schwarzen, kohlenstoffreichen Phyllite großen Anteil an dem Streifen längs des Südrandes des Fensters. Auch in der Nordwestecke bei Trahöfen sind sie stark verbreitet. Die grünlichen Phyllite beherrschen mehr die mittlere Zone: Schöckl—Welling—Rötschgraben. Eine Abgrenzung in der Karte habe ich nicht gewagt, sie würde viel mehr Bestimmtheit ausdrücken, als die bisherigen Begehungen anzudeuten berechtigen, auch zeigte sich die Trennung nach dem Augenmaß im Feld nicht zureichend, d. h. Grünlichkeit und Chloritgehalt sind nicht genau proportional (vgl. p. 222, 223). Doch jemand, der seine Aufmerksamkeit speziell auf diesen Punkt richtet, eine Trennung in vorwiegend chloritführende oder chloritfreie Phyllitzonen, wird die Abgrenzung durchführen können.

Von den übrigen Gesteinstypen finden sich die Karbonatgesteine hauptsächlich in dem Streifen, der dem Südostrande des Fensters benachbart ist. Ganz am Rand, etwa Arzberg—Burgstall—Höchvoll—Paulurl Kalkglimmerschiefer, nur von spärlichen Marmorlinsen begleitet, vielleicht nicht als zusammenhängender Zug, aber doch sicher weithin streichende. In der im Abstand von zirka 2 *km* nordwestlich davon hinstreichenden Zone finden sich Linsen reinen Marmors im Wellinggraben (hier zum Teil von Kalkglimmerschiefern begleitet) und im Rötschgraben; eine geschlossene Zone kann man dies jedenfalls nicht nennen, auch wenn im schlecht aufgeschlossenen Zwischenraum noch einige ähnliche Linsen gefunden werden sollten. Die Quarzite liegen zum allergrößten Teil im Bereich dieses durch die Karbonate ausgezeichneten Streifens. Die Amphibolite (und auch einige Grünschiefer) liegen nun in der nächsten Zone, die ebenfalls ungefähr 2 *km* breit sein wird; von der Wellingbachmündung ober Arzberg bis zur Lurbachmündung bei Semriach der eine Zug; von Hart (ober der Eismühle) über Hinterleitenbach und den Rücken der Hinterleiten zum obersten Becken des Lurbaches der zweite Zug (der allerdings zum größten Teil nur aus Lesesteinen rekonstruiert werden konnte). Eine entschiedene Ausnahmstellung nehmen die Amphibolite von Arzberg ein, die sogar noch Ost vom östlichsten Kalkschieferzug zu finden sind. Doch liegen hier zweifellos tektonische

Komplikationen vor. Das erkennt man schon daran, daß der gut aufgeschlossene Kalkzug in der nach N ansteigenden Raabschlucht so eigenartig verbogen ist. Hervorgehoben soll nur noch werden, daß die Erzlagerstätten auch hier — wie in den Niedern Tauern — sich an die basischen Gesteine anschließen.[1] Über die Tektonik dieser Phyllitzone wage ich noch keine abschließende Deutung. Wenn die Mächtigkeiten nicht kleiner sind als im Ennstal, so braucht auf dem hier betrachteten Raum die Serie noch gar nicht mehr als einmal vorzukommen und sie läge genau wie dort; Marmor im Liegenden, Amphibolite im Hangenden.[2]

B) Das Deckgebirge.

a) Die Schöcklkalkdecke (Gestein).

Der Name rechtfertigt sich damit, daß diese tektonische Einheit zum allergrößten Teil aus jenem Gestein besteht, das nach seinem schönsten Vorkommen, dem Schöckl (1440 *m*) benannt ist. Der Typus dieses Kalkes ist trotz großer Variabilität im kleinen fast stets leicht wiederzuerkennen, wenn auch nicht leicht zu beschreiben. Farbe manchmal weiß, häufig licht-, doch auch dunkelgrau, stets mit einem gewissen blauen Stich, der auch an den Anwitterungsflächen zum Ausdruck kommt (rötliche Farben an Oberfläche und Adern habe ich nur gesehen, wo Terra rossa darauf oder zunächst lag und dürfte daher stets sekundär sein). Jener stumpfe, blaugraue Farbton ist überhaupt die bezeichnendste Eigenschaft aller unserer paläozoischen Kalke. Wodurch er erzeugt wird, ist nicht bekannt, eigentlich auch noch nie untersucht worden.[3] Die Struktur ist feinkrystallin, eine gewisse Umwandlung — um nicht gleich zu sagen Metamorphose — hat jeder Schöcklkalk mitgemacht. Diese dürfte hauptsächlich auf mechanische Durchbewegung zurückgehen. Vielfach sieht man an Handstücken im Querbruch prachtvolle Bilder der Kleintektonik, Falten, Verwerfungen, Wechsel usw., die feine Bänderung[4] dürfte meistens durch Faltung und Auswalzung einer

---

Vgl. R. Schwinner, Die Niedern Tauern. Geol. Rundsch., XIV, 1923, p. 41.

R. Schwinner, ebendort, p. 46.

Auf Kennen und Verwerten solcher feiner Nuancen ruht vielfach die stratigraphische Praxis. So wollte z. B. Vacek den Lantschkalk, der jenen blauen Stich nicht hat — vielleicht wegen der Roterdeeinschwemmung — nicht ins Paläozoikum stellen; Beobachtung fein und richtig, Schluß voreilig. Mineralchemische Untersuchung könnte vielleicht diesen vorläufig rein gefühlsmäßigen Urteilen objektive Grundlagen geben, vermutlich würden auch anderweitig wichtige Ergebnisse damit gewonnen werden; denn Kennzeichen, welche soweit gleichmäßig verbreitet, von Gruppe zu Gruppe aber so scharf und charakteristisch verschieden sind, können nur Ergebnis von Einflüssen sein, welche in einem bestimmten größern Erdraum zu bestimmter geologischer Zeit allgemein und bestimmend auf die sich bildenden oder umbildenden Gesteine eingewirkt haben und sonst nie und nirgends.

4 Große Ähnlichkeiten mit den Bänderkalken anderer paläozoischer Gebiete der Ostalpen, besonders der Karnischen Hauptkette; zum Teil sind die dort schärfer ausgewalzt, besonders mehr stengelig (Valentinklamm bei Mauthen); man findet aber

ursprünglich gröberen Schichtung entstanden sein, nicht selten kann man drin noch spitz endende Scharniere finden; auch die nicht seltene Flaserung durch ein Ineinandergreifen verwaschener hellerer und dunklerer Partien von Zungen- oder Flammenform ist wohl ein tektonisches Erzeugnis.

Chemisch ist der Schöcklkalk sehr reiner Kalk — daher auch die Entwicklung des »steirischen Karstes« hauptsächlich auf sein Verbreitungsgebiet trifft — doch finden sich auch stellenweise Mg-haltige Partien, bis zu reinen Dolomiten. Ob diese einen bestimmten Horizont hatten, ist nicht bekannt geworden. Bei Badl an der rechten Seite des Grabenausganges liegt ein Dolomitkeil von einigen Metern Mächtigkeit (begleitet von schwarzen Schiefern, worüber später) zwischen Bänken von normalem Schöcklkalk; auch in den Aufschlüssen an der Straße nördlich von Badl wechselt Dolomit mit Kalk ab; auch von den Analysen, welche Heritsch (IV, 1917, p. 354) bringt, zeigen zwei (von Peggau und vom Glockengraben) einen hohen Mg-Gehalt. Hinzufügen kann ich, daß auf weiten Strecken (Kesselfall, Eichberg, beiderseits des Krienzerkogl, im obern Badlgraben) nur Kalk zu finden war. Doch muß bemerkt werden, daß dieser Dolomit sich im Aussehen vom Kalk (blaugrauer Typ) nicht merklich unterscheidet und daß die eigentlichen Hauptmassen des Schöcklkalkes auf Einschaltungen von Dolomit noch nie durchgemustert worden sind. Vermehrung des einschlägigen Beobachtungsmaterials wäre lebhaft zu wünschen.

Ton wird wohl stets in gewissem Maß vorhanden sein, in gewissen Abarten, die gegen N und W häufiger sind, sogar ziemlich viel, doch führt dies nie zu einer Vermergelung, denn der Tongehalt ist dann nicht in der ganzen Masse gleichmäßig verteilt, sondern in gesonderten Lagen ausgeschieden. So treten oft mitten im massigen Kalk Partien auf, in denen dünne Platten (1 bis 2 *cm*) durch gelbgraue Tonhäutchen getrennt sind. Und von diesem Typ bis zu Tonschiefern mit geringen Kalklagen gibt es alle Zwischenstufen. Die Kalklagen sind meist schwarzblau, oft mit weißen Adern; die Schieferlagen gelbgrünlich, lichter oder dunklergrau. In den tiefern Horizonten finden sich auch schwarze, abfärbende Schiefer im Schöcklkalk eingelagert (um Peggau, vgl. Heritsch, IV, p. 354/55). Da an allen mir bekannten Stellen gleichzeitig eine Bewegungsfläche mit Harnisch, Breccien etc. nicht zu verkennen war, wage ich über die stratigraphische Stellung dieser Schieferlagen nichts zu entscheiden. Möglich, daß es stets nur Einschaltungen eines und desselben basalen Schieferhorizontes sind, den Clar seinerzeit Grenzphyllit genannt hat.[1]

---

auch alle Zwischenglieder, von diesen schärfst durchbewegten Gesteinen bis zum massigen Devonriffkalk (z. B. an der Mauthner Alpe). Bei Kalken dieser Art scheint die Umwandlung leicht nnd regelmäßig zu erfolgen.

[1] Ob »Grenzphyllit« als Stufennamen beizubehalten von Vorteil ist? Nötig ist er gerade nicht; der fragliche Schiefer ist geringmächtig, kommt nur streckenweise vor und fehlt auf weiten Strecken wieder; außerdem ist auch schon ganz heterogenes darunter subsumiert worden, nämlich Phyllonite und Diaphthorite aus dem Grundgebirg. Besser jeden Einzelfall konkret bezeichnen und beschreiben.

Textur des Schöcklkalkes meist massig. In jungen Einschnitten bildet er hohe, pralle Wände: Peggauer Wand und gegenüber, Kesselfall, Raab- und Weizklamm u. s. f. Meist sind einige Scharen paralleler Lassen vorhanden, die das Gestein in große Parallelepipede zerlegen. Klüftung oft ebenso regelmäßig wie bei den von Cloos studierten Massengesteinen,[1] stellenweise allerdings — anscheinend wegen schnell wechselnder Beanspruchung — ändern die Klüfte von Schritt zu Schritt die Richtung, so daß ein sehr wirres Bild entsteht (Steinbruch im mittlern Annagraben).

Unter dem Mikroskop zeigt der Schöcklkalk in der beschränkten Variationsbreite eines Karbonatgesteines ziemlich große Veränderlichkeit. Ein Stück aus dem Annagraben bei Andritz (Schliff Nr. 124 des Mineralogischen Institutes) zeigt eine förmlich porphyrische Struktur, in einer Grundmasse aus Körnchen von 0·02 bis 0 05 *mm* liegen einzeln größere von 0·1 bis 0·4 *mm*; alle Kalzitkörner zackig umgrenzt und ineinander verzahnt. Die großen Körner zeigen Zwillingsstreifung, die Lamellen meist gebogen und undulös auslöschend, aber auch die kleinen sieht man nicht selten mitten durch eine Zone aus drei bis vier feinen anders orientierten Lamellen geteilt und wie die einspringenden Winkel des Umrisses andeuten, durch Scherung nach den Zwillingsebenen die Hälften verstellt. Unzweideutig das Bild einer rein mechanischen Umformung, weder bei noch nach der Deformation haben Krystallisationsvorgänge merklich mitgewirkt. Gegen die Struktur, welche Silikatgesteine (besonders quarzreiche) in ähnlicher Lage erwerben, ist dies Bild etwas fremdartig, eben weil im Kalzit die notwendigen Teilbewegungen als Schiebungen erledigt werden konnten und daher die Kataklase, (Zerbrechen der Körner) eine ungemein geringe Rolle spielt. Ganz ein anderes Bild bietet ein Schliff mit einer *Spiniferina* vom Badlgraben (Geolog. Institut, Acqu. 1918, III, 27). Hier ist gar keine Durchbewegung zu sehen, dafür bürgt die ganz unverzerrte Form des Fossils; daran aber, daß manche der feineren Einzelheiten der Koralle zerstört sind, erkennt man, daß das ziemlich grobe Korn des Gefüges nicht ursprünglich ist. Im bereits verfestigten Gestein muß noeh eine Umkrystallisation stattgefunden haben — mit Korngrößerung, aber ohne Teilbewegungen — die alles, Fossil und Grundmasse, gleichmäßig betroffen hat. Über einige interessante Faltenquerschliffe des geologischen Institutes werden andere berichten. Hier wäre nur noch zu bemerken, daß in keinem Schöcklkalk, weder makro- noch mikroskopisch, Mineralneubildungen gefunden wurden, welche auf magmatischen Einfluß gedeutet werden könnten.[2]

---

[1] Das Studium dieser wichtigen Erscheinung ist leider bei uns erst im Anfangsstadium, ist allerdings durch die vielfach ungünstigen Aufschlüsse stark behindert.

[2] An Verunreinigungen sind mir aus Schöcklkalkschliffen nur erinnerlich Quarzkörnchen (weder häufig noch reichlich) und schwarzes Pigment (Kohle, organische Substanz), das Fugen zwischen den Körnern einzelner bestimmter Lagen ausfüllt — also vermutlich eine Feinschichtung, s — markiert und daher für das Studium von Faltungsvorgängen wertvoll ist.

Der Gedanke an einen solchen liegt ja nahe, wenn man beobachtet, daß die höher krystallinen Gesteinsarten gegen S und O immer mehr hervortreten; also in der Richtung gegen die Pegmatit-injizierten Gebiete von Radegund und Weiz. Allein. daß es sich doch nur um mechanische Umformung handelt, dafür sprechen auch positive Anzeichen, indem nämlich eine in gleicher Richtung immer heftiger werdende Durchbewegung durch Falten, Auswalzungen, Zerbrechungen u. s. f. sichergestellt wird, und ferner indem heftigst umgewandelte Streifen mit wenig veränderten abwechseln, was wohl bei Durchbewegung verständlich ist, nicht aber für einen Kontakthof in einer einheitlichen Kalkmasse.

Fossilien fehlen in den stärker umgewandelten Teilen natürlich ganz und sind überhaupt selten und schlecht. Am häufigsten sind noch Krinoiden: Clars »*Rhodocrinus*« von Radegund; auch im Steinbruch am Andritzursprung fand ich welche. Die meisten stammen aus der nordwestlichen Ecke, der Gegend von Peggau, wo auch die einzigen einigermaßen bestimmbaren Korallen gefunden worden sind (Lit. etc. siehe Heritsch, IV, p. 355).[1] Wirft man die fossilführenden Schöcklkalkstücke in die Lade zu den Barrandei-Schichten, so wird auch der beste Lokalkenner sie nicht mehr herausfinden können, weder nach den Fossilien, noch nach dem Gestein.

Fassen wir zusammen: alle Eigenschaften, die vom Schöcklkalk bekannt geworden sind, würden einem hauptsächlich mechanisch umgeformten Korallenkalk des Grazer Unterdevon ebenfalls zukommen, für die weniger umgewandelten Varietäten können wir die Parallelen aus jenem Komplex vorlegen. Wenn, wie es wahrscheinlich ist, die gelegentlichen Einschaltungen von Schiefer, Dolomit, sogar Sandstein[2] primär das Liegende des Kalkes waren, so wird die Ähnlichkeit mit der Unterdevonserie noch größer. Das sind keine strikten Beweise, wohl aber gewichtige Wahrscheinlichkeitsgründe.

Lagerung des Schöcklkalkes.

Der Südrand des Schöcklstockes — dessen Aufnahme übrigens keineswegs meine Aufgabe war; und über den andere genauer berichten werden — ist in der Hauptsache klar und nie strittig gewesen. Vom Bachwirt in Niederschöckl ab gegen O längs der Grenze weiter tauchen die Schiefer der Radegunder Insel — die mit ihren granitischen Injektionen stets für echtes altkrystallines Grundgebirg gegolten hat — unter die mäßig steil nordfallende Kalkplatte. Abgesehen von dem Anschein an verschiedenen kleinen Aufschlüssen, auf den ich auch hier nicht allzuviel Gewicht legen möchte, wird das bezeugt dadurch, daß die hier recht gut aufgeschlossene Schöcklkalkgrenze am Römerweg entsprechend dem tiefen Einschnitt des Mühlgrabens (westlich von Radegund) in scharf eckigem Grundriß

[1] Aus dem Lurloch (Tanneben-Massiv) sammelte ich vor kurzem mäßig erhaltene Korallen (vielleicht *Pachypora* oder *Striatopora*), über die nach mikroskopischer Untersuchung berichtet werden wird.

[2] Hilber V., Geologie von Maria Trost. Mitt. naturw. Ver. f. Steierm. Bd. 47 für 1910, p. 123. In der Josefinengrotte bei Peggau Sandstein unter Schöcklkalk.

weit nach NW bis zum Klammlipp zurückspringt. Zwischen Schöcklkalk und Schiefern sind mehrfach klastische Zwischenbildungen beobachtet worden; so ist auch bei Maria Bronn die Basis des Schöcklkalkes eine Breccie, darunter folgen schwarze schmierige Schiefer, die aber eher diaphtorische Glimmerschiefer zu sein scheinen als echter »Grenzphyllit«. Trotz des allgemein verbreiteten Nordfallens ist eine leichte Diskordanz zwischen der Schöcklkalktafel und den Schiefern von Radegund nicht zu verkennen. Zwischen Maria Bronn und Schöcklbartel merkt man — zum Teil allerdings nur an den Lesesteinen —, daß hier ein großes Pegmatitlager in ONO, d. h. in ganz spitzem Winkel von der Schieferkalkgrenze wegstreicht. Höher oben folgt allerdings eine kleine Schwenkung in den Schiefern, zwischen Schöcklbartl und Schöcklkreuz (1126 *m*) granatführender Phyllit mit N 20° O Streichen und 20° WNW Fallen, oberm Schöcklkreuz wieder wie unten N 50 O | 15 bis 20° NW. Die Kalkgrenze trifft man gut aufgeschlossen an dem markierten Weg Schöcklkreuz—Schöcklspitze, dort wo der Steig vom Rücken weg auf die Nordseite ausbiegt und hier liegt die Kalkplatte noch evident auf dem Schiefer. Ein Stück kann man den Kalkrand, weil er als Wandstufe hervortritt, durch den Jungwald gerade nordwärts hinab verfolgen, dann verschwindet alles unter Schutt: bis hierher ist eine Änderung der tektonischen Situation (Kalk oben, Schiefer unten) sicher auszuschließen.

Westlich von Niederschöckl greift die Schöcklkalkplatte weit gegen S vor. Trotz einiger sekundärer Störungen ist es offensichtlich, daß sie ihre unmittelbare Fortsetzung über den Annagraben findet in den Kalken, die über den Sattel beim W H. »Lichter Stern« nach Maria Trost streichen und klar über den Schiefern von Radegund und unter der Schieferserie des Plattegipfels liegen.

Der Westrand von Andritz bis zur Leber soll hier nicht genauer besprochen werden. Bei den sehr schlechten Aufschlüssen ist nur augenfällig, daß der Schöcklkalk jenseits dieser Tiefenlinie von der Devonserie (durch Fossilien gesichert!) der Rannachgruppe abgelöst wird. Ob er an einem Bruch gegen sie abstößt (»Leberbruch« R. Hoernes) oder, wie ich annehme, mit einer kurzen Flexur unter sie untertaucht. kann hier allein nicht entschieden werden, sondern nur aus der gesamten tektonischen Lage. (Ein Schieferkeil, der gegen Buch vorspitzt [Heritsch, IV, p. 365], deutet auf Schuppenbau auch innerhalb der Schöcklkalkplatte.)

Der Nordrand des Schöcklstockes ist, auch für die bescheidensten Ansprüche, nicht befriedigend aufgeschlossen; denn hier geht die Schieferkalkgrenze lange Strecken gerade am Ansatz jenes alten Talbodens, der in etwa 1000 *m* über dem Meere auch gegenüber am Trötsch ausgebildet ist und mit seinen alten Schuttbildungen (Breccien und Terra rossa) das verhüllt, was der junge Schuttfuß des Schöcklsteilhanges freilassen möchte. Zu diesen vermutlich diluvialen Bildungen gehört auch ein großer Bergsturz oberm Gehöft Eibegger. Der untere Hang sieht ziemlich kompakt

aus, wenn auch die Zerrüttung für Anstehendes ungewöhnlich stark wäre; aber auf der Höhe der erwähnten Terrasse (Kote 1054 *m* Sp. K.) ist die Breccie locker und mit Terra rossa gemischt und der Rand des ganzen Gebildes legt sich im O klar über Tonschiefer. Die Aufschlüsse an der fraglichen Grenze sind folgende: beim Buchhofer (669 *m*, 10 Minuten nördlich von den Leber) am Waldeck Schöcklkalk (N 10 W | 40 W), phyllitische Schiefer finden sich erst auf der rechten Seite des Tälchens, das unter Buchhofer mündet. Die Grenze zieht dann, durch Wald und Kalkschutt verhüllt, zum weiß-grün markierten Weg (»Leber — Schöcklkreuz — Radegund«) hinauf, unter dem man auf den Abzweigungen immer schnell zu Schieferaufschlüssen kommt; vorm Teißlwirt längerer Kalkaufschluß (Durchschnitt von fünf Messungen N 20 O | 40 WNW), etwa 100 Schritt weiter wieder Phyllit, bei 1014 (Plan) gute Quelle, die den Rand der undurchlässigen Vorlage markiert; beim Hofstätter knapp unterm Weg, die p. 224 beschriebenen interessanten Schiefer; dann lange Strecke Diluvialbreccie (siehe oben); am Rand kommt darunter Phyllit heraus; aber im innersten Winkel des Grabens, einer der obersten Verzweigungen des Rötschgrabens, westlich vom Bauern Hechvoll und vor Abzweigung des Steiges, der von jenem direkt zum Schöckl hinauf führt (rot markiert), kleiner Schottersteinbruch, in dem der Kalk nach seiner Bänderung N 75 O | 10 N liegt, also unter die Schiefer des nördlich vorliegenden Rückens einzufallen scheint. Aber bei Verlängerung dieser Schichtlage müßte der Kalk im obersten Rötschgraben anstehen, wo ich keine Spur davon finden konnte und er müßte östlich vom Hechvoll stark vorgreifen; aber an der Straße östlich des erwähnten Rückens stehen nur Phyllite und Quarzit an, der Kalk erscheint erst im innersten Winkel, wo sie die vom Schöckl herabkommende Rinne quert (ohne eine kleine Unregelmäßigkeit in der Schichtlage wird hier keine Deutung auskommen), springt aber aus diesem Winkel auf dem nächsten Rücken gegen N vor und umrundet die Rückfallkuppe 961 *m* (Plan) auf der Talseite (tiefer unten im Wald nur Sturzblöcke). Jedoch, wo das zum Schöcklnickl führende Sträßchen den nächsten Graben, die »kalte Rinne« kreuzt, steht schon wieder Schiefer an (in zirka 1000 *m*). Auch die Quellen entspringen weit oberm Weg, so viel ich sehen konnte, aus Kalkschutt. Offenbar springt hier die Kalk-Schiefergrenze gegen SO zurück und zieht durch Wald und Schutt irgendwie zum früher erwähnten Wandel an der Nase westlich oberm Schöcklkreuz. Was die tektonische Deutung betrifft, so gebe ich auf die Einzelheiten aller dieser schlechten Aufschlüsse gar nichts. Daß die Lagerung der Schiefer mit der jungen Tektonik wenig zu tun hat, haben wir schon früher (p. 230) festgestellt, aber auch die Schöcklkalkaufschlüsse sind eine Fleißaufgabe für den Spezialkluftforscher. Sicher und zweifelsfrei ist jedesmal nur die Beoachtung: hier liegt Kalk, dort Schiefer. Danach kann man die Grenzlinie festlegen, mit einigem $\pm$, aber selbst hier nicht allzu ungenau, und daraus, wie sich nämlich die Grenzfläche mit den Terrainformen,

verschneidet, wird man die einzig sicheren Angaben über deren Lage im Raum gewinnen. Das längere westliche Stück der Grenze ist indifferent und mit jeder Annahme verträglich; die eben beschriebene Linienführung östlich vom Hechvollrücken paßt aber am besten für eine Grenzfläche, die zwar etwas gegen N und O absinkt, aber flacher als der Hang und daher talwärts ins Freie ausstreicht. Oder mit andern Worten: die Scköcklkalkplatte neigt sich etwas nord- oder nordostwärts hinab, aber sie liegt rundum über den Schiefern. Würde die Kalkplatte, die klar über den Schiefern von Radegund—Schöcklkreuz liegt, mit steilerem Nordfallen unter die Schiefer des Semriacher Beckens tauchen, so müßte der Kalk in der Kalten Rinne scharf abwärts und gegen NO, etwa in Richtung Plenzengreith vorstoßen. Natürlich, bei den schlechten Aufschlüssen kann man an Ort und Stelle die Annahme nicht ausschließen, daß dieser theoretisch zu fordernde Sporn durch eine im übrigen vom

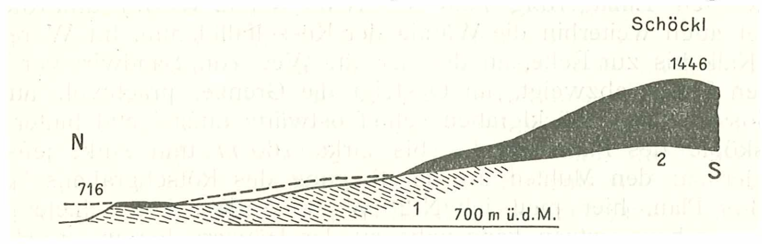


Fig. 1.

Profil I: Wellinggraben Kote 716 (ober Max-Mühle) — Schöckl 1446.
Zeichen: 1 Phyllit, 2 Schöcklkalk.

Schutt verdeckte Verwerfung abgeschnitten wäre. Aber das Spiegelbild des Kalten Rinnenzipfels gegenüber beim Steinlenz und die schöne Deckscholle nördlich von Kote 916 am Rücken westlich der Kalten Rinne entscheiden unzweideutig für die erstere Annahme (vgl. p. 247, 248). Nebenbei sei daran erinnert, daß vom Schöcklkreuz bis knapp vor Plenzengreith ein petrographisch anscheinend recht einheitlicher Kontakthof reicht (p. 229), und daß es daher nicht sehr wahrscheinlich ist, daß quer über diese Strecke eine Dislokation größeren Ausmaßes streichen würde, wie sie auch beim Auskeilen der trennenden mächtigen Schöcklkalkschuppe zwischen der nördlichen und der südlichen Schieferserie liegen müßte.

Die Westgrenze des Schieferzipfels südöstlich von Semriach geht vom Buchhofer zuerst nur durch Lesesteine und den Waldrand[1] gekennzeichnet, bald aber deutlicher, nordwärts gerade gegen Ort Semriach und zeigt durch zackiges Vor- und

---

[1] Daß die Grenze zwischen Acker und Wald die zwischen Schiefer- und Kalkuntergrund bezeichnet, habe ich um Semriach öfters angetroffen, selbst einige kleine Kalkdeckschollen sind mit anerkennenswerter Genauigkeit durch Waldparzellen bezeichnet. Sehr nützlich beim Suchen!

Zurückspringen, in den Gräben gegen W, auf den Rücken gegen O ausweichend, klar und deutlich steiles Westfallen der Grenzfläche. Unmittelbar am Schiefer liegt anfänglich nur eine dünne brecciöse Lamelle von Kalk, die man gewöhnlich nur auf den Kammstücken findet, so im Sattel bei den untern Häusern von Rumpl und im Sattel hinterm Schifterkogl.[1] Dahinter, unten im Au- und Rannachgraben[2] liegt der Dolomit der später zu besprechenden Lueggscholle, der im Graben zwischen Rumpl und Schifterkogl, bei der Rumplmühle anscheinend auch ohne Kalkzwischenlage an die Schiefer herantritt. Die Schöcklkalklamelle zwischen Schiefer und Lueggdolomit nimmt nordwärts an Mächtigkeit zu. Noch beim Rumpl kann sie wenige Meter messen; denn auf dem Fahrweg, der vom Hof südwestlich hinabführt, trifft man schon nach etwa 100 Schritt Dolomit aufgeschlossen. Aber in der kleinen Klamm, mit der der Schöcklgraben beim Sandwirt mündet, steht nur Kalk an; (an einer plattigschiefrigen Einlagerung maß ich N 30 W | 42 WSW) und dieser bildet auch weiterhin die Wände der Kesselfallklamm. Im W reicht der Kalk bis zur Ecke, an der der alte Weg zum Sandwirt von der neuen Straße abzweigt, im O steigt die Grenze, prachtvoll aufgeschlossen vom Schöcklgraben schief ostwärts aufsteigend hinter die Felsköpfe des Plateaurandes bis zirka 760 *m* und sinkt jenseits wieder zu den Mühlen an der Biegung des Rötschgrabens herab (683 *m* Plan, hier maß ich N 20 W | 60 WSW). Die Schiefer des Rötschgrabens spitzen ganz nahe zu den Häusern herein, am Hang, der nördlich von diesen folgt, greift der Schöcklkalk wieder deutlich gegen O über diese Spitze vor.

Weiter gegen Nord fortschreitend, trifft man jene L ü c k e i n d e n A u f s c h l ü s s e n, welche der Grazer Stratigraphie verhängnisvoll geworden ist. Auf den Ackerfeldern westlich von Semriach wird aller geologischer Scharfblick zu schanden. Auch mit Lesesteinen ist hier gar nichts anzufangen; denn wir befinden uns hier im Aufschüttungsgebiet von Bächen, die aus dem Schieferterrain kommen, beziehungsweise gekommen sind. Nach Aufschluß bei den Mühlen (667 *m* Pl., nordwestlich unter Semriach) liegt zu oberst gröberer Phyllitschuttt ohne Rundung; darunter wird der Boden braun und je tiefer desto entschiedener rot und ist zwar auch von Phyllitfragmenten durchsetzt, aber viel sparsamer. Es scheint also zu unterst eine Roterdeablagerung gelegen zu haben (was einigermaßen für Kalkuntergrund spräche) und darüber dann Wildbachschutt aus

---

[1] Beim Möstl (Haus westlich von »Völkl«, Sp. K.) hebe ich nach dem Augenschein ebenfalls Kalk notiert, damals — bei einer der ersten Begehungen — aber nicht gleich mit HCl geprüft.

[2] Zu diesem Namen (Rannachgraben) ist zu bemerken, daß er in den Karten dreimal an verschiedenen Orten wiederkehrt, mit andern geht es ähnlich (z. B. gleich mit den »Schöcklgraben«). Die Aufgabe, die Nomenklatur dieser Gegend zu verbessern, könnte ich nicht mit übernehmen; ich bleibe beim Gebrauch von Plan und Spezialkarte. Aus unmittelbarem Zusammenhang, wenn nötig aus Anmerkungen wird man jedesmal ersehen, welcher der gleichbenannten Orte gemeint ist.

dem Schiefergebiet abgelagert worden zu sein. Übrigens finden sich auch in dem vermutlich tertiären grauglimmerigen Ton der Fläche südöstlich von Semriach Phyllitgerölle. Derart ist das Anstehende auf einer Fläche von etwa $^1/_4$ *km*² durch mächtige Aufschüttungen völlig verhült. Die meisten Geologen haben nun als Untergrund jener Fläche Schiefer vermutet — wozu die sanfte Flur ja geradezu einladet — ein Verbindungsstück zwischen den Schiefergebieten im W am Taschensattel und im O bei Semriach. Daß die Schieferserien beiderseits im allgemeinen große Ähnlichkeit haben, ist unbestreitbar. Aber daß die Schiefer, die westlich der Unterbrechung auftauchen, die unmittelbare Fortsetzung jener wären, die am Ostrand unter der Schuttdecke verschwinden, kann man nicht behaupten. An der Taschen herrscht der milde gelbgraue Phyllit, bei Semriach und im obern Rötschgraben überwiegen festere, dünnplattige, quarzreichere Typen, meist auch mit größeren Glimmerschüppchen. An der Taschen gibts reichlich Diabaslager, oft scharf geschiefert, manchmal aber auch noch ganz massig (z. B. neue Straße oberm Kesselfall), auf der Ostseite fehlen die zunächst und die weiterhin zu findenden Hornblendegesteine (vgl. p. 226) sind ein ganz anderer Typus. Dafür erscheinen die Marmorzüge des Rötschgrabens, die gerade auf den Jägerhof zustreichen würden, auf der Westseite nicht wieder. Überhaupt paßt die Schichtlage der Schiefer rechts und links nicht aneinander. Die Schiefer vom Rötschgraben bis über Semriach hinaus streichen ausnahmslos in den Oktanten zwischen NO und O hinein, mit mittlerem nördlichen Einfallen. Das Schieferpaket der Taschen ist vielfach verknittert, doch herrscht auf der Paßhöhe NW-Streichen und SW-Fallen und auch in der ostwärts absteigenden Mulde, die sehr schlecht aufgeschlossen ist, spürt man doch Diabaslager in NW bis NNW (z. B. jener von der neuen Straße), also gerade verquer zum Semriacher Streichen. Natürlich, mit gutem Willen und einigen Hilfshypothesen könnte man die Annahme eines unmittelbaren Zusammenhanges beider Schieferterrains auch wieder plausibel machen, aber so nett und einfach, wie das beim oberflächlichen Ansehen scheinen möchte, ist das in Wirklichkeit nicht. Ich will keineswegs darauf bestehen, daß die angeführten Beobachtungen es viel wahrscheinlicher erscheinen lassen, daß die stark differierenden Schiefer gerade hier nicht unmittelbar verbunden sind; ich stelle nur fest, daß durchaus keine Tatsache vorliegt, welche eine solche Verbindung O → W. über die Lücke fordert. Prüfen wir die andere Möglichkeit, die einer Verbindung S → N! Am obern Ende des Kesselfall (bei den Mühlen 667 Pl.) verschwindet eine mächtige Platte Schöcklkalk, nördlich (etwas zu West) streichend und mittel bis steil westlich fallend, unter den jungen Aufschüttungen. Von diesem letzten Aufschluß 600 *m* nordwestlich, fast in der geraden Verlängerung, trifft man wenig nördlich vom markierten Weg Semriach—Taschensattel (etwa »Z. O.« der Sp. K.) in einem kleinen halbverfallenen Steinbruch wieder Schöcklkalk (N 5 O | 15 W), der von hier längs dem Nordfuß des Krienzer Kogels zusammenhängend

bis zum Lurloch verfolgt werden kann. Um 1 *km* weiter nördlich, wo die Straße Semriach—Pöllau eine kleine Steile zwischen Kote 667 und Kote 681 *m* überwindet, ist dann der Schöcklkalk auch genau in der streichenden Fortsetzung der Schichten vom Kesselfall aufgeschlossen (N—S | 35 W). Dieser Aufschluß ist die Südspitze der mächtigen, westlich fallenden Schöcklkalkplatte des Eichberges und er ist quer übers Tal durch eine Anzahl kleiner Felspartien mit den vorerwähnten Felsen beim Lurloch verbunden. Das alles paßt glatt aneinander: was am Südrand unter der Schuttdecke verschwindet, taucht am Nordrand wieder heraus.[1] Und wohlgemerkt, es sind nicht unwesentliche Einzelheiten, welche den Zusammenhang bezeugen, es ist eine Dislokation von regionaler Bedeutung, welche diese Verbindung verlangt. Wenn wir nördlich, ebenso wie südlich, der fraglichen Unterbrechung des Aufschlusses die gleiche tektonische Situation (»Leberflexur«) wiederfinden, so kann sie in dem kurzen Zwischenstück nicht wesentlich anders sein; es handelt sich ja nicht um eine »Linie«, von der man ein Stück von $1^1/_2$ *km* weglöschen könnte, sondern um zwei riesige Gesteinsschollen, von denen an einer Dislokationszone von mehr als 25 *km* streichender Länge (etwa Graz—Tyrnauer Graben), die westliche (gerade bei Semriach in beträchtlichem Ausmaße) tiefer gestellt worden ist. Natürlich, diese große Störungszone wird von Lokalstörungen verschiedener Art begleitet: den Gesamtcharakter[2] des tektonischen Bildes ändert keine; und was etwa unter dem geheimnisvollen Viertelquadratkilometer an Detailstörungen ganz und gar versteckt sein könnte, ist für die Tektonik in der Hauptsache unwesentlich. Nun unter der hiermit im großen gegebenen Situation ist mit der alten Annahme, daß die beiden Schiefermassen, deren Umgrenzung und Ausdehnung von Semriach gegen Passail und von der Taschen über den Hiening nach Stübing die Karte zeigt, stratigraphisch ident wären und gerade hier zwischen Semriach und Taschen mit schmaler Brücke ununterbrochen zusammenhängen, eine auch nur einigermaßen diskutable Tektonik nicht zu ersinnen. Man kommt über die einfache Tatsache nicht hinweg; die eine Schiefermasse liegt zur Gänze in der gehobenen, die andere in der gesenkten Scholle und wenn sie heute in der Grenzzone mit ungefähr gleicher Höhenlage einander begegnen, so waren sie ursprünglich in Stockwerken von sehr verschiedener Höhe gelegen. Zusammengefaßt: Erstens, schon was man unmittelbar rundum die fragliche Aufschlußstücke beobachten kann, führt zu der Annahme, daß der Schöcklkalkzug vom Kesselfall ununterbrochen zum Eichberg weiterstreicht, daß dagegen die Schiefer von Semriach nicht mit denen auf der Taschen zu verbinden sind;

---

[1] Daß auch die Lueggschuppe am Krienzer Kogl ihre Fortsetzung findet, wird gleich danach besprochen.

[2] So vermindert das Auftauchen der Tannebenkuppel den Betrag der Sprunghöhe, aber die Tieferschaltung der westlichen Scholle bleibt bestehen und ist auch noch an der Ostecke des Trötschstockes beträchtlich.

zweitens, die Tektonik der weiteren Umgebung führt zwingend zu derselben Annahme.

Nördlich von der Taschenlücke gewinnt das Schöcklkalkterrain große Ausdehnung. Westlich von der Leberflexur bricht die Tannebenkuppel auf, deren Schöcklkalk an der Westfront südwestlich, westlich, nordwestlich fällt, mit dem vom Badlgraben abgeschnittenen Nordteil das Fußgestell des Hochtrötsch bildet, am Polje von Semriach aber recht flach liegt. Die Leberflexur bringt auch hier eine scharfe Aufbiegung: Steinbruch unter W. H. »Häuserl im Wald« (787 *m* Pl.) N 10 50 W und am Sattel zwischen diesem W. H. und Neudorf N 20 W | 35 WSW, eine Schichtlage, die durch den ganzen Eichberg bis zu dem vorerwähnten Steinbruch an seinem Südfuß anhält. Die Schiefergrenze zieht am Ostfuß des Eichberges, am Waldrand gegen N hinauf. Etwa in der Höhe von 780 *m*, wo die Hochfläche von Neudorf gegen S abbricht, liegt vor dieser geraden Front auf einem länglichen, etwa 200 *m* bis zur Straße Neudorf — 667 Pl. vorgreifenden Streifen so reichlich und ausschließlich Kalkschutt —, der sonst keineswegs weit vom Bergfuß vorgestreut ist —, daß ich darin die Reste einer dem Eichberg vorgelagerten Deckscholle von Schöcklkalk sehen möchte, die zwar von der geschlossenen Platte weniger weit entfernt, sonst aber ganz von derselben Art war, wie die Deckschollen vom Steinpeter und Angerwirt. Bei Neudorf geht die Kalkgrenze knapp am westlichen Ortsrand (Einsturzdoline im Feld), der nächste anstehende Kalkaufschluß ist bei 841 am Bergfuß nördlich von Neudorf. Von da steigt die Grenze, der Schichtlage entsprechend, am Hang etwa längs des Waldrandes gegen NO schief hinauf auf den Kamm, der das Semriacher Becken im N begrenzt. Hier, in den Hohlwegen nordwestlich und nördlich vom Ort Trahöfen ist bis zu der jenem Kamm entsprechenden Verebnung Phyllit aufgeschlossen; darüber liegt beim Bauernhaus 981 Pl. der Schöcklkalk und schwenkt von da in die Nordseite des Fragnerberges ein. Die Mächtigkeit der Kalkplatte ist hier wieder stark verringert, zwischen den Liegendphylliten und den Hangendgrünschiefern vielleicht 200 bis 300 *m*.

Wir können nun die Lage der Grenzfläche dadurch studieren, daß wir durch jeweils drei passend gewählte Punkte eine Ebene konstruieren. Teißlwirt—Buchhofer—Schifterkogl gibt N40W|12SW; Schifterkogl—Sandwirt—683 nördlich vom Kesselfall gibt N16W|40W. Das bedeutet natürlich nur angenäherte Mittelwerte, die wirkliche Grenzfläche senkt sich mit allmählicher Biegung aus der flachen Lagerung von Niederschöckl und Loregg herab und biegt oder knickt dann ziemlich unvermittelt um zirka 30° in die süd- bis nordstreichende Leberflexur ein. Unter dieser Fläche liegen die Phyllite von Semriach, über ihr die Schöcklkalkplatte. (Daß diese Platte in sich selbst weiter geschuppt ist, ändert aber nichts an der Tatsache, daß sie gegen die Schiefer eine auffallende tektonische Einheitlichkeit zeigt.)

Als Lueggschuppe bezeichne ich jenen Keil von Dolomit und Kalk, in den Rannach- und Augraben eingeschnitten sind, nach

der Ruine Luegg, 880 *m*, genau westlich vom Kesselfall. Wie bereits angegeben, tritt auf der Strecke Buchhofer—Sandwirt der Dolomit unmittelbar oder nur durch eine schmale Lamelle von meist ganz zerriebenem, brecciösem Schöcklkalk getrennt an die Phyllite heran. Auch in der Taltiefe Buchhofer—Augrabenschule—Sandwirt trifft man nur Dolomit und ebenso noch auf dem größten Teil der neuen Straße am Westhang des Augrabens oberm Sandwirt. Es ist lichtgrauer, grusig splitteriger Dolomit, ganz wie von typischen Grazer Unterdevonfundorten bekannt. Schichtung in den kleinstückelig zerfallenden Aufschlüssen nirgends sicher zu erkennen, erst am untern Ende des neuen Straßenstückes ist Westfallen sicher, doch gehören diese besser gebankten Schichten vielleicht schon zum Hangenden Barrandeihorizont. Die Grenze von Dolomit und Korallenkalk geht nämlich etwa von der Ecke rechts gegenüber der Augrabenschule langsam nördlich ansteigend zu jener Bergnase gerade überm Kesselfall, auf der einige Mauerreste (wohl einst ein Vorwerk von Schloß Luegg, das gerade darüber liegt) stehen. Ober dieser Linie erscheint blaugrauer Kalk, wie der des Barrandeihorizontes von Graz, mit dessen charakteristischen Fossilien. Vom Steinbruch gegenüber der Augrabenschule sind bekannt geworden (Heritsch, II, p. 76): *Favosites styriacus*, *Pachypora cristata* und *orthostachys*, *Heliolites* sp.; bei Ruine Luegg scheint *Favosites styriacus* (verhältnismäßig) häufig zu sein, er liegt in der Grazer Universitätssammlung in drei guten Exemplaren, gesammelt von Hoernes, Heritsch und mir; südlich vom Schachenreicher fand ich *Pachypora cristata.* Die Schichten fallen, wo man die Lage feststellen kann, westlich (Steinbruch gegenüber Augrabenschule N 5 O | 45 W, Ruine Luegg N 25 O | 60 WNW); daß am Westrand, im Graben unterm Schachenreicher, wieder typischer Dolomit auftaucht, läßt eine synklinale Lagerung vermuten.

Das Gebiet, das etwa nördlich der Linie Kesselfall—Luegg anschließt, ist einigermaßen verwickelt gebaut und bei den schlechten Aufschlüssen nicht ganz leicht zu deuten. Kalk und Dolomit der Lueggschuppe enden, wie man allerdings nur aus den Lesesteinen festlegen kann, an einer Linie, die ziemlich gerade vom Waldrand südöstlich vom Jägerhof 803 zum Sandwirt hinabzieht, auf der Südseite jener großen Runse, welche der alte Weg hinab, die neue Straße in einer großen Schleife aus geht. An der letzteren sind als Liegendes des Dolomites westlich fallende Kalkschiefer (ziemlich stark ausgewalzt) aufgeschlossen (Hoernes »Bythotrephisschiefer«, Acqu. 1893, XI, 42 und 43, Sammlung im geologischen Institut), im übrigen folgen nördlich der Grenze in einem, aus den schlechten Aufschlüssen nicht zu ermittelnden, tektonischen Verhältnis die Taschenschiefer, oben in breiten Flächen, gegen den Sandwirt in schmaler Zunge herabspitzend (Aufschluß typischer grünlicher Tonschiefer am alten Weg). Anderseits reicht der Schöcklkalk der Kesselfallklamm bis nahe an den oberen Westrand und erreicht das Niveau der neuen Straße an der Ecke ober der vorerwähnten Schleife, wo

der alte Weg von ihr abzweigt, bildet also mit der Lueggschuppe einen gegen NW offenen Winkel, der mit verquälten Tonschiefern etc. und Schüblingen von Schöcklkalk ausgefüllt ist. Insbesondere an der neuen Straße nimmt ein ziemlich unförmlicher Block fast die ganze Strecke zwischen dem Grund der vom Jägerhof herabkommenden Runse und der Wegteilungsecke ein. Er mißt also in der Breite 100 bis 150 *m*, über das Straßenniveau ragt er etwa 30 bis 40 *m* hinauf (Umhüllung durch Taschenschiefer sicher und geschlossen festzustellen), gegen unten verschwindet sein Kalk im Schutt; das

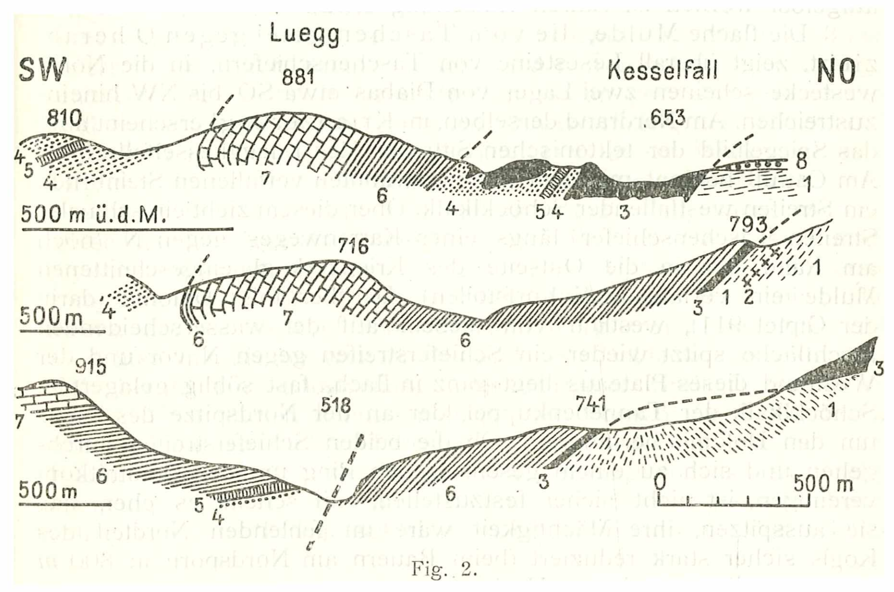


Fig. 2.

Profil II: Draxlerkogl 810—Ruine Luegg 881—Mühlen oberm Kesselfall 653.
Profil III: Schachengraben—Kote 716—Augraben—Rumpel 793.
Profil IV: Rannach nördlich Kote 915—Rannachgraben Kote 518—Völkl 741—Loregg.

Zeichen: 1 Phyllit, 2 Pegmatit, 3 Schöcklkalk, 4 Taschenschiefer, 5 Diabas, 6 Dolomit, 7 Korallenkalk, 8 Tertiär.

Gestein, im übrigen mit dem der Kesselfallklamm identisch, zeigt nicht die vom Schöcklkalk sonst gewohnte parallelepipedische Klüftung, sondern unregelmäßig verteilte krummschalige Ablösungsflächen — vermutlich war dieser Schübling gerollt, verdreht, tordiert, nicht aber in ein ordentliches homogenes Spannungsfeld einbezogen worden. Die Schieferzone zwischen diesem Block und dem Lueggdolomit verbreitert sich nach oben schnell und umschließt (etwas unterm Weg, der zum Jägerhof hinaufgeht) ein Kalkriff, das auf 30 bis 40 *m* Länge heraustritt; ob in diesem Busch noch weitere kleine Schubsplitter stecken, ist nicht auszuschließen, größere wird man kaum mehr finden. Die Schieferzone zwischen dem Schübling und dem Kalk der Kesselfallplatte ist an der Straße schmal; sie enthält ein

Diabaslager, das man nach NW (südwestlich fallend) bis zur Straßenbrücke über den nächsten Graben verfolgen kann. Diesen Graben aufwärts trifft man gerade nördlich unter Bauernhof 762 Pl. eine Menge Blöcke Schöcklkalk bis zu mehreren Kubikmetern Größe. Aus dem Einzugsgebiet dieses Bächleins können die heute nicht stammen, auch würden im Bachschutt die kleinen Geschiebe nie so vollkommen fehlen. Ich möchte daher diese Blöcke für die Fragmente eines weiteren Schubsplitters von Schöcklkalk halten, der durch Abtragung der hüllenden Schiefer bloßgelegt und dann in einen Blockschwarm aufgelöst worden ist (durch Rutschung etwa).

Die flache Mulde, die vom Taschensattel gegen O herabzieht, zeigt überall Lesesteine von Taschenschiefern, in die Nordwestecke scheinen zwei Lager von Diabas etwa SO bis NW hineinzustreichen. Am Nordrand derselben, im Krienzerkogl erscheint aber das Spiegelbild der tektonischen Situation des Lueggkesselfallprofils. Am Ostfuß beginnt mit dem schon erwähnten verfallenen Steinbruch ein Streifen westfallender Schöcklkalk. Ober diesem zieht ein schmaler Streifen Taschenschiefer längs eines Karrenweges gegen N (noch am Rand der in die Ostseite des Krienzerkogl eingeschnittenen Mulde ein verfallener Schurfstollen). Darüber folgt Dolomit (darin der Gipfel 911), westlich von diesem auf der wasserscheidenden Hochfläche spitzt wieder ein Schieferstreifen gegen N vor und der Westrand dieses Plateaus liegt ganz in flach, fast söhlig gelagertem Schöcklkalk der Tannebenkuppel, der an der Nordspitze des Kogls um den Dolomit herumgreift. Ob die beiden Schieferstreifen durchgehen und sich zu einem geschlossenen Ring um den Dolomitkopf vereinigen, ist nicht sicher festzustellen, mir scheint es eher, daß sie ausspitzen, ihre Mächtigkeit wäre im fehlenden Nordteil des Kogls sicher stark reduziert (beim Bauern am Nordsporn in 800 *m* starke Quelle aus diesem Horizont).

Wie ist nun die Lueggschuppe zu deuten? Stratigraphisch stimmt sie genau mit der Rannachschubmasse überein, tektonisch ist sie aber in die Schöcklkalkdecke eingefügt, derart, daß durch ihre Wegnahme in dieser ein beträchtliches Loch entstehen würde. Eben dieses Loch, genauer gesagt, seine ursprüngliche Anlage, dürfte die tektonische Verwicklung verursacht haben. Nehmen wir an, daß in der Schöcklkalkdecke irgend eine Lücke (oder auch nur Unregelmäßigkeit) von vornherein vorhanden war, so konnte sich die Stirn der vorrückenden Rannachschubmasse daran verhängen, stauchen, spießen; ein großer Spahn, größtenteils Dolomit, d. i. Liegend der Schubmasse, wurde abgeschert, durch die Taschenschiefer durchgestoßen und mit anhängenden Fetzen derselben ins Loch hineingestopft. Dies kann auch die merkwürdige Form erklären: da die Schichten der Lueggschuppe durchgehends westlich zu fallen scheinen, würde man erwarten, daß die Schuppe die Form eines Keiles hat, der nach Westen in die Tiefe sticht. Das ist mit den Beobachtungen am Nordende völlig unvereinbar: ein solcher Keil müßte in die Taschenmulde spitz vorstoßen. Die Grenzlinie vom Jägerhof abwärts

verträgt sich aber nur mit einer flach östlich fallenden Grenzfläche, welche somit die Schichten quer abschert. Zu der entwickelten Vorstellung passen auch die Schöcklkalkschüblinge gut, die bei dem doch einigermaßen gewalttätigen Vorgang von der Unterlage abgerissen und in die eingewickelten Taschenschiefer aufgeschleppt worden sind. Im Dolomit des Krienzerkogl erscheint die nördliche Fortsetzung dieses tektonischen Elementes, erhalten allerdings nur die liegendsten Teile, soweit sie zwischen dem westfallenden Schöcklkalk der Leberflexur und die fast söhligen Schichten der Tannebenkuppel[1] mit Zwischenschaltung von schmalen Einwickelschiefern eingeklemmt sind. Bedeutend lehrreicher sind die nächsten[2] 3 *km* weiter nordwestlich wieder auftauchenden Äquivalente der Lueggschuppe. Der Sockel des Hochtrötsch ist an der Südwestecke bei Badl Schöcklkalk mit allgemeinem Norwestfallen, ein Stück der Tannebenkuppel, das nur durch den ganz jungen Badlgraben von der Hauptmasse abgeschnitten ist. Unmittelbar auf diesen legen sich Schuppen von Sandstein und untergeordnet blaugrauem Dolomit (dieser nur im Liegenden, südlich von 617, invers?), dem Gestein nach typische Dolomitsandsteinstufe des Grazer Unterdevon,[3] die erste vom Lammkogel 726 Pl. bis zum Punkt 617 ober Schrauding, die zweite am Schöllerkogl 725 ober Pfannberg (bei Frohnleiten) und es schien mir als ob weitere Reste dieser »Teildecke« von da ums Eck herum am Südostgehänge des Tyrnauer Grabens zu finden wären. Über diesen Schuppen liegen die Tonschiefer, Kalkschiefer und Diabase der breiten Terrasse, die von Schönegg (nördlich von Pöllau) weg um Süd- und Westseite des Trötschstockes herumzieht, als Hangend der Tannebenkuppel äquivalent mit den (petrographisch völlig gleichen) Taschenschiefern. Und über diesen folgt wieder

---

1 Die Tannebenkuppel ist hier etwa 100 *m* über den östlich anschließenden Schöcklkalk der Leberflexur aufgetrieben worden; doch gleicht sich diese Störung entsprechend dem Norwestabfallen der Kuppel gegen N schnell aus, drüberm Badlgraben ist eine derartige Verwerfung kaum mehr zu spüren.

Daß um Pöllau irgend anderes als Schöcklkalk anstände (vgl. Heritsch, Geol. von Steiermark, p. 194), habe ich mich nicht überzeugen können. Insbesondere ist der Bergrücken nördlich von Pöllau zwischen 688 und 757 Pl., auf dem man am ehesten eine Fortsetzung der Lueggschuppe erwarten könnte, durch und durch Schöcklkalk. Auf den Feldern um Pöllau findet man allerdings ziemlich viel Schieferfragmente (natürlich neben vorherrschendem Kalk), aber sie sind klein und nach der Härte ausgelesen — am häufigsten Quarzknauern mit etwas Schiefer daran — also Transport, nicht Eluvium. Stammen wahrscheinlich vom Trötsch, die Phyllite (und Quarze) aus den Taschenschiefern der Schöneggterrasse; die dunkelgrauen Kalkschiefer, beziehungsweise Schieferkalke, die um Pöllau nicht ganz selten aufzulesen sind, kommen in der ganzen Umgebung nur im Oberbau des Hochtrötsch vor, dort allerdings häufig. Die Aufschüttung entstand zu einer Zeit, als der Badlgraben noch nicht existierte, beziehungsweise noch nicht soweit zurückgegriffen hatte und die Südseite des Hochtrötsch über Pöllau gegen Semriach entwässert wurde.

3 Daß hier der Sandstein überwiegt, braucht die Parallele mit Luegg nicht zu stören; gerade diese Stufe zeigt starke Fazieswechsel (Heritsch, II, p. 89); auch konnte an Rannach usw. der liegendste sandsteinreiche Teil der Serie durch Abscherung verlorengegangen sein, wofür spricht, daß am Weißeck bei Friesach bereits ein Rest Sandstein unterm Dolomit liegt.

Dolomit als Basis der Deckscholle des Hochtrötsch. Dieser Dolomit kann von der Südwestecke (Oberer Hart 961) bis zum Schwarzkogl (975, nordöstlich von Schönegg) verfolgt werden, wo er auskeilt. Auch die Schiefer von Schönegg werden nach dieser Richtung hin stark reduziert; auf der Südseite des Fragnerberges ist ein schmales Band mit Diabasschiefern das einzige, was zwischen dem liegenden Schöcklkalk von Trahöfen (vgl. p. 241) und dem — hier gerade vielfach durch Kalkschiefer vertretene — Devon eingeschaltet ist.

Die hiermit besprochene Ostgrenze des Semriacher Schieferterrain, die abgesehen von den kleinen Auszackungen nach W und O, je nachdem Tal oder Berg gequert wird, sehr genau südlich bis nördlich läuft, ist der klare Ausdruck der Leberflexur: auf dieser Linie taucht die Schöcklkalkplatte mit ziemlich steilem Fall (bis 60° und mehr) gegen W hinab. Beiderseits von dieser Linie legen sich die Schichten schnell wieder ziemlich flach; so auf der Westseite im untern Rötschgraben bei der Schmollmühle, westlich vom Krienzerkogl und im Trötschsockel schon etwa bei Schönegg. Daß auch der Ostflügel sehr schnell ausflacht, sahen wir in der südlichen Hälfte gegen Loregg und Niederschöckl (vgl. p. 241); daß auch die Nordhälfte unserer Störungszone diesen Charakter einer typischen Flexur beibehält, bezeugt eine Reihe von Deckschollen. Die Schöcklkalkplatte, welche auch hier steil gegen O auffährt, muß sich einst gar nicht hoch über ihrem heutigen Ausstreichen zu flacher Lagerung umgebogen haben.

Wenn wir davon absehen, daß die Blockgruppe vor der Ostfront des Eichberges (p. 241) als Andeutung einer Deckscholle aufgefaßt werden kann, so liegt die erste Deckscholle vom Eichberg nur $1^1/_4$ *km* gegen Ost und bildet die Rückfallkuppe 885 Pl. beim Steinpeter und den Hang von da gegen W hinab, gerade soweit als die Waldparzelle reicht, im ganzen eine Fläche von 300×500 *m* bedeckend. Abermals $1^1/_2$ *km* weiter gegen Ost liegt im Steinwald beim Angerwirt die schon länger bekannte Deckscholle Schöcklkalk, 150×200 *m*, wieder im Umriß durch den Waldrand bezeichnet. Besonders bei dieser ist die Auflagerung auf die Schiefer rundum klar aufgeschlossen; die Grenze entspricht beinahe der Isohypse 970 bis 980 *m* und geht gegen SW am tiefsten hinab; dementsprechend mißt man in einem kleinen Kalksteinbruch der Westseite (K. O. im Plan bezeichnet) N 25 W | 10 WSW. Verbindet man diesen Kalkrest mit der Linie, an der am Eichberg der Schöcklkalk gegen O ausstreicht, so bekommt man ein (Durchschnitts-)Gefäll von $70^0/_{00}$ oder rund 4° gegen W. Vom Angerwirt gegen S und N muß die Schöcklkalkdecke emporgestiegen sein, denn weder am Windhofkogl (1063 *m*) im S, noch am Punkt 1009 (Pl.) im N, an der Hinterleiten finden wir von ihr eine Spur mehr. Allzuscharf akzentuiert war die Einsattlung der Kalkdecke beim Angerwirt nicht; ein Gefäll von 100 bis $120^0/_{00}$ (d. i. 6 bis 7°) im N und von $60^0/_{00}$ (d. i. 4°) im S genügt als untere Grenze.

In ungefähr ähnlichen Abständen folgen nun die Deckschollen des Wellingbachgebietes. Von diesen liegt die südlichste zwischen

den zwei Quellbächen des Wellinggrabens, die beim Punkt 716 etwa 300 *m* südlich der Maxmühle sich gabeln, flach über dem Schieferuntergrund der auf die Talgabel herabblickenden Kuppe (kleiner Steinbruch bei den zwei einsamen Fichten auf der Blöße in zirka 800 *m* zeigt N 20 O | 13 OSO). Abstand vom Angerwirt 2 *km*, das gibt ein Gefäll der Schöcklkalkplatte gegen OSO mit 85 bis 90⁰/₀₀. Durchmesser des kleinen Vorkommens knapp 100 *m*.

2 *km* nördlich von dieser Deckscholle trifft man am Schwarzeck, dem bewaldeten Höhenrücken 740 bis 760 *m*, unmittelbar westlich am P. 656 im Wellinggraben eine Kappe, die ganz aus locker verkittetem Schöcklkalkschutt besteht und 1 *km* weiter talabwärts, auf der linken Seite, nördlich von Ankenhofen, eine größere Partie, oben meistens auch nur lockere Breccie, unten im Bach um zirka 600 *m* aber anscheinend doch anstehender Schöcklkalk (zwar stark zerrüttet, aber mit ziemlich einheitlichem Streichen und Fallen). Wenn ich diese Vorkommnisse hier bespreche und nicht beim Quartär (Oberflächenschuttbreccie), so geschieht dies aus dem Gesichtspunkt,

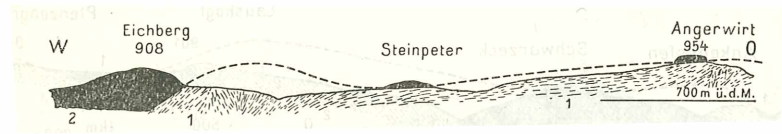


Fig. 3.

Profil V: Eichberg 908—Steinpeter—Angerwirt 954.
Zeichen: 1 Phyllit, 2 Schöcklkalk.

daß sie doch ein Zeugnis darstellen für eine einst vorhanden gewesene Schöcklkalkdecke, für die Existenz solcher Überdeckungen überhaupt, wenn auch vielleicht nicht für den genauen Ort derselben. Nach Art jener Bildungen ist nämlich ein längerer Transport, zumal über den phyllitischen Untergrund völlig ausgeschlossen. Solche Breccien konnten entstehen aus Schutthalden, die sich an einen Kalksteilrand anlehnten; durch Zufälle der Erosion ist die anstehende Kalkplatte entfernt worden, die Schutthalde aber geblieben — ein einwandfreies Beispiel dieses Vorganges wird weiter unten vom Rauhenberg beschrieben werden. Es kann aber eine Kalkplatte, welche durch jüngste tektonische Störungen ganz zersplittert war — wie dies hier in der Wellingmulde zutrifft — durch das längs diesen Rissen eindringende und spülende Wasser wohl auch *in situ* in eine solche Breccie umgewandelt werden; das scheint besonders für das Vorkommen von Ankenhofen zuzutreffen.

Sehr wichtig für die Beurteilung dieser Vorkommen ist die große Scholle, die nördlich von Plenzengreith, d. i. $^3/_4$ *km* östlich von der südlichsten Scholle des Wellinggrabens, auf der Wasserscheide zwischen diesem und dem Schöcklgraben (dem, der bei Arzberg mündet) gelegen ist. Diese Scholle liegt nicht bloß absolut genommen ziemlich tief, sondern auch verhältnismäßig in Bezug auf die Phyllite der Nachbarschaft, besonders die vom Lauskogl (901 *m*).

Aber die Umrißlinie, mit der die Scholle Kalk gegen die Schiefer absetzt, besonders die stumpfe Spitze gegen den Wellinggraben bezeugt klar, daß sie nicht in deren scharfen nordost- bis ostnordoststreichenden Faltenwurf einbezogen ist, sondern oben darauf liegt und nur nachträglich seicht eingemuldet worden ist. Dazu stimmt die Beobachtung, daß der Schöcklkalk hier stark kleinstückelig zerbrochen ist, offenbar gänzlich nach jeder Gefügebildung und Metamorphose und nur schwach mit Sekretionskalzit verkittet (diese Zerrüttung kann mit den regelmäßigen aus schnurgeraden, parallelen Lassen gebildeten Kluftsystemen der Grundgebirgsmarmore nie verglichen werden). Merkwürdig für eine in Kalk erodierte Schlucht ist auch, daß gerade am Grund des Schöcklgrabens keine anstehenden Felspartien zu finden sind. Vielleicht ist hier schon der Phyllituntergrund erreicht, durch die nachsackenden Kalkblöcke aber wieder verdeckt werden; ein derartiges Nachsacken würde eine weitere Erklärung der auch hier stellenweise argen Zerrüttung geben.

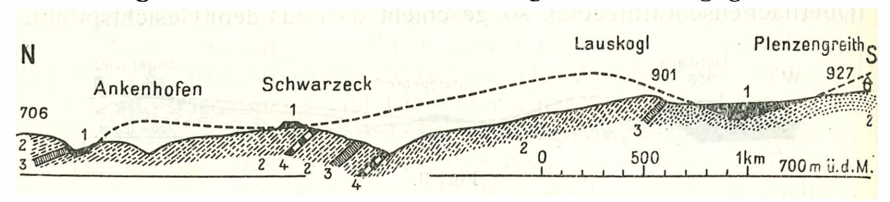


Fig. 4.

Profil VI: Neudorf 706—Ankenhofen—Schwarzeck—Lauskogel 901—Plenzengreith 927

Zeichen: 1 Schöcklkalk, 2 Phyllit, 3 Grünschiefer, 4 Marmor und Kalkglimmerschiefer.

Der Schöcklkalk dieser Scholle endet am Grabenrand unterm Steinlenz, er hängt nicht unmittelbar mit jener Zunge zusammen, die vom Plateau der Garracher Wände sich bis zur kleinen Kapelle oberm Steinlenz gegen NW herabsenkt; denn gerade unter der Spitze dieser Zunge ist in einer kleinen Grube anstehender Phyllit aufgeschlossen und auf den Feldern rechts und links vom Steinlenz findet man nur Phyllitlesesteine. Aber groß ist der Zwischenraum zwischen beiden Schöcklkalkmassen nicht (beim Steinlenz kaum über 100 *m*) und daher kann diese zufällige Erosionslücke keinen Zweifel daran lassen, daß noch vor geologisch kurzer Zeit die Deckscholle von Plenzengreith in unmittelbarem Zusammenhang gestanden hat mit jenem Zipfel der Kalkplatte der Garracher Wände, der spiegelbildlich zu dem oben (p. 237) beschriebenen Kalkzipfel der Kalten Rinne sich gegen die Wellingfurche herabbeugt. Nun von dem Steinlenzzipfel ist schon nach dem Umriß ein Untertauchen in die Schiefer ohneweiters auszuschließen. Man sieht aber auch an Ort und Stelle, wie die Kalkplatte der Garracher Wände, die im S ebenfalls evident über den Schiefern liegt, immer über den Schiefern bleibend vom Ebner zum Steinlenz hinabzieht. Vom Steinlenz ostwärts ist ein kurzes Stück (500 *m*) der Grenze im Wald schlecht aufgeschlossen, dann kommt

der Kalkranft wieder klar und deutlich heraus. Da sieht man nun, daß es nur der Zipfel ist, der gegen N hinabgebeugt erscheint, die Hauptmasse von Garracher Wände, Garracher Wald, Burgstallhöhe etc. fällt stets südlich. Demgemäß zieht die Kalk-Schiefergrenze in der folgenden Einbuchtung fast bis zum Sattel 1078 hinauf, steigt dann nordwärts wieder hinab, um den Zwölferkogl 1038 am Nordfuß zu umrunden und fällt von dort in scharf südöstlich einspringendem Winkel in die Raabklamm hinab. Dieser Linienzug, dessen Eckpunkte gut aufgeschlossen und sicher festgelegt sind, muß dahin gedeutet werden, daß die Platte des Schöcklkalkes auch an ihrem Nordrand über den Schiefern liegt; ein Untertauchen nach N unter die Schiefer ist damit einfach geometrisch nicht vereinbar.

Überdies findet man, als Zeugnis einer die Schiefer einstmals überlagernden Schöcklkalkdecke, auch vor dieser Nordfront Schöcklkalkdeckschollen. Das eine Vorkommnis ist die kleine ovale (100 × × 150 *m*) Bekrönung der Rückfallkuppe 910 *m* beim Weiler Burg-

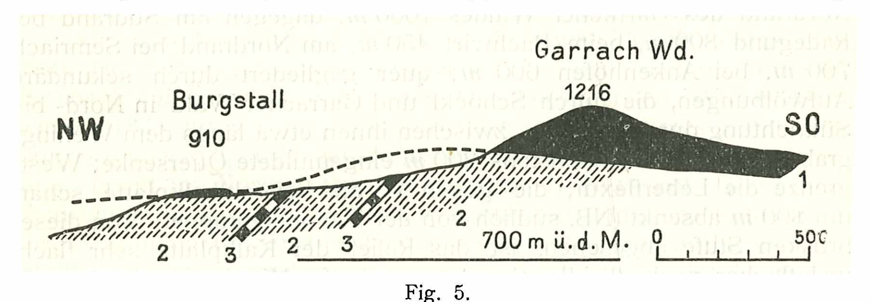


Fig. 5.

Profil VII: Burgstall 910—Garrach W. 1216.
Zeichen: 1 Schöcklkalk, 2 Phyllit, 3 Kalkglimmerschiefer.

stall, ein Erosionsrelikt, das deutlich auf den Schiefern liegt. Etwas weniger klar sind die Verhältnisse am Rauhenberg (749, unmittelbar nördlich von Arzberg). Die von weitem auffallende Kalkbekrönung läßt den Gipfel frei und bildet einen Streifen am Nordhang, so daß man an Einschuppung in die Phyllite denken könnte. Aber alle die Felsen sind locker verkittete Breccie, nicht massiver Schöcklkalk und in den Basallagen der Breccie sind gelegentlich kleine gerundete Phyllitstücke mit eingebacken: offenbar ein Rest der Schutthalde, gebildet, als der Rand der Schöcklkalkplatte noch überm Gipfel 749, d. i. $^3/_4$ *km* nördlich von heutigen Rand gelegen hatte; sonst genau wie am Schwarzeck und aus denselben Gründen in der Kartenskizze mit Schöcklkalk bezeichnet.

Die Kartierung hat also die alte Streitfrage klar und endgültig beantwortet: der Schöcklkalk liegt über den Phylliten von Semriach—Passail. Der sicher festgelegte Teil des Grenzlinienzuges genügt vollkommen, um jeden Zweifel auszuschließen, daß alle oben beschriebenen Kalkschollen Reste einer einheitlichen Decke sind, diskordant übergreifend über die Faltenzüge der Phyllite

(einschließlich der Marmorzüge der Phyllitserie! Wenn ich ein solches Objekt abgegangen hatte, war ich nie schwankend, ob ich das in die eine oder andere Serie: Grundgebirg oder Schöcklkalkdecke stellen sollte!).

Es ist ziemlich sicher, daß das heutige Lagerungsverhältnis nicht das der ursprünglichen Ablagerung des Schöcklkalkes ist; denn an seiner Basis findet man häufig Breccien, Rutschflächen, unzweideutige Zeichen, daß zwischen Schiefer und Kalk eine tektonische Bewegungsbahn liegt. Aber wir haben gar keinen Anhaltspunkt, die Förderweite zu bestimmen. Wahrscheinlich ist sie nicht besonders groß; es dürfte sich eher um eine tektonische Ablösung zweier benachbarter, aber mechanisch verschieden reagierender Gesteinskörper handeln, als um eine Fernüberschiebung.

Die Schöcklkalkplatte liegt heute nicht mehr horizontal und eben. Der Kalkbergkette entspricht eine west- bis oststreichende Antiklinale: Unterkante des Kalkes am Schöcklkreuz 1200 *m*, am Nordrand des Garracher Waldes 1000 *m*, dagegen am Südrand bei Radegund 800 *m*, beim Bachwirt 450 *m*, am Nordrand bei Semriach 700 *m*, bei Ankenhofen 600 *m*; quer gegliedert durch sekundäre Aufwölbungen, die durch Schöckl und Garracher Wald in Nord- bis Südrichtung durchstreichen, zwischen ihnen etwa längs dem Wellinggraben eine flache, höchstens 200 *m* eingemuldete Quersenke; Westgrenze die Leberflexur, die gegen W die Schöcklkalkplatte scharf um 800 *m* absenkt (NB. südlich von der Tannebenkuppel). Von dieser brüsken Stufe abgesehen, ist das Relief der Kalkplatte sehr flach, viel flacher noch als die ohnedem so sanfte Mittelgebirgslandschaft. Trotzdem kommt die Leberflexur in der Oberflächengestaltung wenig und unklar zum Ausdruck, auf lange Strecken hat, ganz im Widerspruch zum tektonischen Relief, der Westflügel die höheren Berge; sie ist eben alt, schon im Überschiebungsmechanismus angelegt, eingeebnet und später nur je nach der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Gesteine herauspräpariert worden; die flachen Wellen der Schöcklkalkplatte dagegen bestimmen Höhen- und Tiefenlinien der heutigen Oberfläche, sind also ganz junge Verbiegungen (dazu stimmt die ganz junge Zerbrechungsstruktur im Wellinggraben. Vgl. p. 248).

Ob diese große Kalkplatte weiter gegliedert ist? Etwa durch Gleitflächen zweiter Ordnung? Der Schieferkeil von Buch und die Lücke, in der die Lueggschuppe steckt, lassen es vermuten, in der einförmigen Kalkmasse ist's aber kaum zu erkennen. Vielleicht würden zahlreiche Kluftmessungen (Methode Cloos) hier weiter bringen; leider ist das Material vorläufig viel zu dürftig.

b) **Die Taschenschiefer.**

Da der Name »Semriacher Schiefer« wegen der damit verknüpften Mißverständnisse aufgegeben werden muß, nenne ich die phyllitischen Schiefer, die über dem Schöcklkalk liegen, »Taschenschiefer«, und zwar in erster Linie jenen Schieferkomplex, der

vom Taschensattel her sich über die Kuppel der Tanneben legt, dann aber auch jene Schiefer, die zwar nicht mit ersterem in unmittelbarem Zusammenhang stehen, aber ihnen erweislich äquivalent sind.

Hauptgestein ist ein grüngrauer staubig gelb anwitternder, oft stark gefälteter Phyllit. Unter dem Mikroskop kleine Quarzkörner in Haufen und Linsen, umwickelt von Strähnen, gemischt aus Serizit und Chloritschüppchen, schwarzes Pigment in s, meist ziemlich viel Karbonat, Gefüge rein mechanisch.

Häufig und typisch — von Hoernes seinerzeit als Leitgestein seiner Semriacher Schiefer bezeichnet — sind die Grünfleckschiefer: graugrüne, feste gut geschieferte Gesteine, auf den s-Flächen Quadratzentimeter große schwarzgrüne Flecken; im Querbruch kleine Karbonatlagen. Unter dem Mikroskop bestehen die Flecken aus Chlorit und etwas Hornblende, im übrigen wechseln Lagen von Chlorit-Serizit mit solchen von Karbonat. Dazu wenige und kleine Quarzkörner (oder Feldspat?), Epidot und schwarzes Pigment. Mechanisch umgeformte Diabasabkömmlinge (vgl. Heritsch, IV, p. 364).

Um den Trötsch in S und W zieht etwa 760 bis 800 *m* eine breite Terrasse aus recht flach liegenden Taschenschiefern, in diesen ein fast 2 *km* langer Zug normaler Grünfleckschiefer. Wo er beim Seifried (841 *m*) an die Westecke tritt, ist ein kurzes Stück von Kalk etc. überrollt, aber gerade in der Fortsetzung des Grünschieferzuges bricht im Nordwesthang massiger Diabas auf. Graugrüne, felsitische Grundmasse mit Quadratmillimeter großen, schwarzen Einsprenglingen. Unter dem Mikroskop große quadratische Schnitte, gefüllt mit einem Gewebe von Chlorit, Hornblende, Epidot, Karbonat, wohl nach Augit. Häufiger, aber kleiner, Plagioklase, etwas zerbrochen und verwittert. Grundmasse sehr fein: Plagioklasleistchen, Muskovitschüppchen, viel Epidot. Für Zusammenhang mit dem Grünschieferzug spricht auch die gleiche Mineralfazies, die also nicht Funktion der Durchbewegung sein kann. Kerne mit unveränderter Erstarrungsgesteinsstruktur in einem im übrigen heftig durchbewegten Gebirge sind auch anderweit schon beobachtet; vgl. dazu die Besprechung bei den Amphiboliten (p. 226, 229).

Obwohl Karbonat fast allgemein verbreitet ist, sind ausgesprochene Karbonatgesteine in den Taschenschiefern selten. Kalkphyllit findet sich auf der vorerwähnten Trötschterrasse. Beim Bartlbauer (blaumarkierter Weg Peggau—Taschen, südlich von 693) liegen fast söhlig zwei Züge, zum Teil dünnplattiger, feinkrystalliner Kalk, mit Glimmerhäuten, zum Teil aber auch Kalkschiefer, etwa 20 *m* übereinander. Sie scheinen zu den zwei alten Schurfstollen hinüberzustreichen, die nahe Mitteregg am markierten Weg Taschen—Ruine Peggau liegen, und die Kalkschiefer, die im innersten Tobel des Schachengrabens anstehen, sind vielleicht ihre weitere Fortsetzung. Wie auch sonst oft hängt sich eine gewisse Erzführung an den Kalkzug. Die Stollen, außer den zwei im Mitteregg noch drei beim Bartlbauer, sind verbrochen. Auf der Halde nächst dem Bartlbauer fand sich Bleiglanz und Blende, lagenweis in s, im Phyllit und in

Kalkschiefer; daneben etwas Pyrit, Kupferkies; alle Erzstufen stark verquarzt; hie und da, eng mit dem Quarz vergesellschaftet, ein ziemlich saurer Plagioklas, wie ersterer Knollen von Nuß- bis Apfelgröße, aber jeder einheitlich krystallisiert.[1]

Das Verhältnis, in dem die schlecht aufgeschlossenen Taschenschiefer zum Schöcklkalk stehen, ergibt sich wieder aus dem Kartenbild. Der Badlgraben ist auf beträchtliche Strecken klammartig in den Fels geschnitten, unmittelbarer Zusammenhang läßt also erkennen, daß der Sockl des Trötsch auf der Südseite der (abgeschnittene) Nordabfall der Schöcklkalkkuppel der Tanneben ist. Über diesen untersten Steilhängen folgt auf der Terrasse von Schönegg Taschenschiefer. Nach Ost verschmälert sich der von ihm eingenommene Streifen und östlich vom Schwarzkogl liegt zwischen dem Schöcklkalk, der vom Eichberg nach Trahöfen hinaufsteigt (Leberflexur!) und den Barrandeischichten des Trötschgipfelbaues höchstens ein schmales Schieferband (Diabasschiefer am Weg ober der Simmerlmichlkeuschen und am Südosthang des Fragnerberges im Wald). Westlich von Schönegg wird die Phyllitterrasse breit und an den Rückfallkuppen 762, 756, 726, besonders aber im Graben zwischen 756 und 726 sieht man klar den Schöcklkalk gegen N und W flach unter die Schiefer fallen. Das Schieferband sinkt dementsprechend gegen NW leicht ab; es erreicht aber nirgends das Murtal, an dessen Ostseite die Straße Badl—Mauritzen stets Schöcklkalk (strichweise dolomitisch) aufschließt, sondern sinkt nur bis zur Isohypse 500 und wird durch die in Verlängerung von Schloß Rabenstein mit Südfallen durchstreichende Kalkbank muldenförmig wieder aufgebogen. Die Murebene nordwestlich von Badl scheint eine Flexur mit gesenktem Westflügel (wie die Leberflexur!) zu verdecken; denn hier steht zwischen dem südostfallenden Kalkzug von Schloß Rabenstein und dem nordwestfallenden Schöcklkalk der Murenge Taschenschiefer breit im Tal an (bei Heumann mit Grünschiefer). Der Schöcklkalk westlich der Mur, abermals ein von der Tannebenkuppel abgeschnittenes Randstück, bildet eine Art Kulisse, die von Deutsch-Feistritz bis zum Warmbach beim Murhof steil gegen den Fluß abfällt, der Taschenschiefer legt sich von W her darauf, bis zur Kante des Abbruches hinauf und zieht vom Murhof über den Sattel (sehr schlecht aufgeschlossen) nach Zitoll und zum Übelbach. Von dort springt die Grenze über die Mur zur Ruine Peggau, an derem Fuß die Taschenschiefer mit flachem (20 bis 30°) Fallen nach SW bis WSW den Schöcklkalk offensichtlich überlagern. Vom Sattel, hinter der Ruine, zieht dann die Grenze am nördlichen Ufer des Mitterbaches ziemlich gerade ostnordöstlich hinauf zum Haus 815 (nördlich vom Taschensattel) und biegt da in S—N um, auf welcher Linie der schwebend gelagerte Schöcklkalk der Tanneben gegen den Dolomit des Krienzerkogl abstößt.

---

[1] Sieht auf den ersten Blick wie eine Karbonatgangart aus. Herrn Kollegen Machatschki verdanke ich die mineralogische Sicherstellung dieses Begleitminerales, das hier einigermaßen überrascht.

Nach den mitgeteilten Beobachtungen ist die Auflagerung der Taschenschiefer auf den Schöcklkalk der Tanneben-kuppel außer Zweifel; es fragt sich nun, ob diese Auflagerung tektonisch oder stratigraphisch zu deuten ist. Der Kontakt ist sehr schlecht aufgeschlossen. Immerhin sieht man, daß die obersten Schichten des Schöcklkalkes westlich von Schönegg auf eine lange Strecke braun, von Eisen infiltriert sind, wie die Grenzschichten bei Zösenberg, Kalkleiten, Kollernicklkogl, wo Heritsch (Geol. d. Steiermark, p. 195) diese Erscheinung zuerst beschrieben hat. Das könnte man auffassen als eine subaërische Verwitterungskruste, welche durch die transgredierenden Schiefer gedeckt und konserviert worden wäre. Ähnliche Oberflächenbildungen sieht man ja in den Terra rossa-Gebieten der 1000 *m* Terrasse am Nordfuß des Schöckl. Es kann aber auch nur ein Reaktionsrand sein, gebildet dort, wo an der Grenze zwischen Durchlässigem und Undurchlässigem sich die Wasserzirkulation staut. Dafür spricht, daß ähnliche Anreicherungen mit Brauneisen auch in andern stratigraphischen Horizonten vorkommen, etwa wo Barrandeikalk gegen Schiefer stößt; so bei 488 westlich von der Schmollmühle oder an der Rannachwestseite, und zwar am schönsten in einem kleinen Steinbruch auf dem Rücken, der vom Dorf Rannach gegen den Straußberg zieht. Die fraglichen Grenzschichten sehen auch vielfach porös, wie ausgelaugt aus. Unter diesen Umständen gibt das gar keinen Anhaltspunkt zur Aufklärung der vorliegenden Frage.

Dafür, daß zwischen Schöcklkalk und Taschenschiefer eine tektonische Trennung liegt, spricht unbedingt, daß am Fußgestell des Trötsch gerade in diese Fugen sich Sandsteindolomitschuppen einschalten (vgl. p. 245). Auch aus der innern Tektonik der Schiefermasse auf der Südseite der Tanneben kann man manches in diesem Sinne deuten. Die liegendsten Schichten derselben, ausschließlich die grünlichgelbgrauen Phyllite, die in anscheinend großer Mächtigkeit das Tal des Mitterbaches erfüllen, sind stark gestört. (In den dürftigen Aufschlüssen, z. B. im Hohlweg vom Taschensattel gegen westlich hinab ist widersinniges Einfallen, scheinbar unter den Schöcklkalk der Tanneben, nicht selten zu beobachten.) Da im benachbarten Kalk, wohl als Wirkung derselben Stauchung, nördlich fallende Klüftungen auch nicht selten sind, konnten einige Beobachter zu der Anschauung kommen, der Schöcklkalk der Tanneben läge über den Schiefern des Taschensattels (ein guter Beleg dafür, daß man sich in der Tektonik nie auf Einzelheiten eines oder weniger Aufschlüsse stützen darf, sondern nur auf das Gesamtbild). Vom Südrand dieser Talniederung und über den Hiening weg liegen die Schichten schon ziemlich ruhig und flach. Die Schichtfolge, die nur aus Phylliten besteht, wird anscheinend im Hangenden abgeschlossen durch den erzführenden Kalk oder Kalkschiefer, der vom Bartlbauer unter 693 fast schwebend gelagert oder ganz flach südwestfallend herumzieht (und vielleicht auf der andern Seite des Hiening [Ost!] im innersten Schachengraben in gleicher Höhe etwa

wieder auftaucht. Wahrscheinlich ist's auch keine zusammenhängende Schicht, sondern eine Folge von schmalen Linsen: jedenfalls merkt man westlich unterm Jägerhof nichts mehr von ihm, während die hangenden Grünschiefer oben weitergehen, ohne allzugroße Störung). Im obern Teil der Schichtfolge spielen die Diabase eine sehr große Rolle, einesteils als Decken oder Lager, aber wohl auch als Einstreuung in die Tonschiefer, die hier viel öfter einen grünlichen Stich haben als in der liegenden Hälfte. An der Bergecke oberm Mahrbrünnl (südlich von Ruine Peggau) gibt ein Hohlweg guten Aufschluß in der ziemlich gleichmäßig nordnordweststreichenden, 20 bis 30° westsüdwestfallenden Schichtfolge. Gleich unten kommen knapp nacheinander, mit geringer Phyllitzwischenlage drei mächtige Grünschieferlager; Fortsetzung dürften die diabasischen Lager sein, die man im Fahrweg ober 693 und im Hohlweg unterm Jägerhof spürt. Dann folgt Phyllit, aber an der Bergecke 100 *m* höher wieder ein mächtiges Grünschieferlager (270 wieder westsüdwestfallend), das also gerade fortgesetzt gedacht den Hieningkamm etwa zwischen 689 und 726 kreuzen muß. Nun steht bei 726 Phyllit mit 20° Westfallen an, das Streichen dreht also und die Fortsetzung obigen Grünschieferlagers ist wohl in jenen zu suchen, die mit schwachem bald mehr nördlichen, bald mehr westlichem Einfallen südlich knapp unter der Höhenlinie des Hiening mehrfach aufgeschlossen sind; d. h. die Schiefer des Hiening bilden eine gegen WSW absinkende Synkline.

An der Ostgrenze gegen die Lueggschuppe legen sich die Schiefer mit mittleren Südwestfallen über den Korallenkalk derselben (Jägerhof — innerster Schachengraben). Dagegen könnte der Grünschiefer, der zwischen Schmoll- und Rötschmühl mit N 20 O | | 20 OSO das Tal quert, die nur wenig verstellte Fortsetzung jenes sein, der an der neuen Straße oberm Kesselfall in die Schuppenzone unter Luegg hineinstreicht (vgl. p. 239, 244). Wie die Einwicklung der Lueggschuppe im einzelnen aussehen mag, kann man mangels Aufschluß nicht ermitteln.

Die Schiefer des Hiening tauchen gegen S, am Weißeck (700 *m*) bei Fresnitz, am Gastlbauerkogel und im Rannachgraben, unter die deckende Rannachmasse. Dabei sind die Schiefer in Nähe der Auflagerungsfläche manchmal gestaut: so folgt von der Rötschmühl 459 über 561 auf Nord-, beziehungsweise Nordnordwestfallen, Ostsüdost- und dann wieder Nordnordwestfallen, eine Zickzackfalte, kenntlich in den Grünschiefern. Die Basis der Rannachmasse ist stark zerrüttet. Aber trotz der Unregelmäßigkeiten im einzelnen dürfte die Auflagerungsfläche im ganzen und großen einheitlich ziemlich flach südlich fallen. Auch weiter östlich kann der Taschenschiefer nicht tief unterm Tal liegen; denn gegenüber der Schmollmühle entspringt dem Dolomit der Rannachbasis eine große Quelle, die auf nahe Unterfangung durch undurchlässige Schichten deutet; und von dort und von der Ecke gegenüber der Augrabenschule an findet man einen Streifen Lesesteine (Grünfleckschiefer und massiger Diabas) 1 *km*

im Rannachgraben, linke Seite, nach SO bis Kote 518 aufwärts; dann ist nichts mehr zu sehen, erst jenseits der Leber erscheint derselbe Schiefer wieder. Hier liegt zwischen Rannachmasse und Lueggschuppe zweifellos eine steil einfallende Störung, genauere Feststellung verhindert die außergewöhnlich starke Verschüttung. Zwischen dem Dolomit der Rannachbasis und dem Barrandeikalk des Augrabensteinbruches liegt stratigraphisch eine Sprunghöhe von mehr als 400 *m*. Da die Lueggschuppe nicht tief taucht (vgl. p. 244, 245), wird an der unteren Bewegungsfläche zwischen beiden Einheiten kaum irgendwo ein großer Absatz sein.

Die Gesteinsgesellschaft der Taschenschiefer ist stofflich die des Grundgebirges von Semriach—Passail, sie unterscheidet sich von jenem dadurch, daß ihnen Quarzite, dann Pegmatite, Amphibolite, granatführende Schiefer (d. h. die Typen größerer Tiefe) fehlen. Mit sicherem alpinem Paläozoikum könnten nur einige der ganz indifferenten Typen verglichen werden, die im Grundgebirge

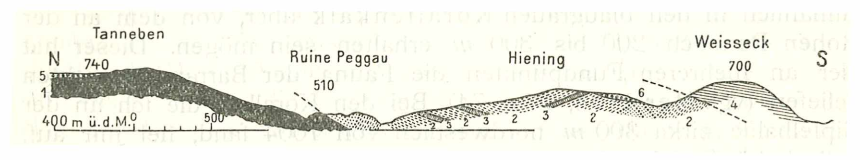


Fig. 6.

Profil VIII: Tannebenhuben 740—Ruine Peggau 510—Hiening—Weißeck 700.
Zeichen: 1 Schöcklkalk, 2 Taschenschiefer, 3 Grünschiefer, 4 Dolomit, 5 Quarzschotter, 6 Kalkschotter.

ebenso vorkommen. Gegen das Grazer Devon besteht ein kleiner Hiatus in der Metamorphose, kenntlich besonders an den Diabasabkömmlingen (Tuffe vom Plabutsch, vgl. Angel, Gesteine der Steiermark, p. 136).[1] Fossilfunde liegen nicht vor, auch nicht andeutungsweise. Sowohl im Liegenden, als im Hangenden ist der Schieferkomplex durch Bewegungsflächen abgrenzt, ob es sich dabei um mäßige Differentialbewegungen handelt, wie sie zwischen mechanisch stark verschieden reagierenden Gliedern einer und derselben Schichtfolge auftreten oder um weitreichende Überschiebungen, ist nach der Lokaltektonik nicht zu entscheiden; das liegt immer an den großen regionalen Zusammenhängen. Nach Vorstehendem sind noch beide Annahmen möglich: Schichtglied der paläozoischen Serie oder tektonisch eingeschobene Schuppe von Grundgebirgsphyllit; allerdings die vorangesetzte Bemerkung über den Stoffbestand ist die einzige positive Feststellung unter sonst rein negativen und das fällt zugunsten der zweiten Annahme (Grundgebirgsschuppe) schwer in die Wage.

---

[1] Daß das nicht von der Durchbewegung abhängt, sieht man am massigen Diabas vom Seifried (vgl. p. 251), der die gleiche Mineralfazies zeigt, wie die ganz ausgeschmierten Grünfleckschiefer.

c) Die Rannachdecke.

Eine Schubmasse, von der nur ein kleiner Teil auf unserem Kartenblatt liegt, allerdings ihre Kulmination, die Hohe Rannach (1004 *m*), in der die Schubmasse eine Mächtigkeit von 600 bis 700 *m* erreicht.

Als Basis ihres Schichtpaketes trifft man graublaue Kalkschiefer, die von Friesach gegenüber Stübing in schmalem Streifen über dem Sattel nördlich vom Weißeck (hier auch ein kleines Fleckchen Sandstein) bis zur Straßenschleife unter 459 (Rötschmühle) ziehen. Darüber folgt am Weißeck typischer sandiggrauer Dolomit des unteren Devon, an der Basis stark brecciös. Den Rötschgraben weiter aufwärts fehlen die Liegendkalkschiefer und der Dolomit liegt unmittelbar auf den Taschenschiefern, zu unterst mit einer ganz regelrechten Reibungsbreccie, aber auch noch bis hoch hinauf klein stückelig geklüftet und zerrüttet (Pilzfelsen am Pürschsteig, der über den Nordwestsporn des Hohen Rannach von 915 bis 670 herabgeht). Der Dolomit (400 bis 500 *m*) geht nach oben allmählich in den blaugrauen Korallenkalk über, von dem an der Hohen Rannach 200 bis 300 *m* erhalten sein mögen. Dieser hat hier an mehreren Fundpunkten die Fauna der Barrandeischichten geliefert (vgl. Heritsch, II, p. 74). Bei den Korallen, die ich an der Gipfelhalde zirka 300 *m* nordwestlich von 1004 fand, fiel mir auf, daß sie häufig tektonisch verzerrt waren. Es ist also auch der oberste Kalk des Rannachgipfels einigermaßen durchbewegt.

Zur Rannachdecke ziehen wir auch die Deckscholle des Hochtrötsch (1238 *m*). Ihre Dolomitbasis ist stark reduziert und beschränkt sich auf einen Streifen, der vom oberen Hart, der Rest in 900 *m* am Südwestrücken, bis zum Schwarzkogel (915, nordöstlich von Schönegg) reicht. Weiter östlich ist kein Dolomit mehr festzustellen und, wie schon erwähnt (p. 241, 246), werden auch die Taschenschiefer ausgedünnt, so daß im Fragnerberg und ober Trahöfen Basis und Deckscholle schwer auseinanderzuhalten sind. Der Trötschgipfelbau besteht unten aus dunkleren Kalken und besonders viel Kalkschiefern oder schiefrigen Kalken, an der Südwestschulter bei 1040 *m* darin auch Diabas, oben aus lichteren massigen Kalken, bereits dem Hochlantschkalk ähnlich; die Fauna Barrandeihorizont, vielleicht sogar bis ins Mitteldevon (Heritsch, I, p. 582 und 588). Die tektonische Position der Trötschscholle ist genau die gleiche wie die der Rannachschubmasse, aber daß sie unmittelbar zusammengehangen wären, ist nicht erweislich. Jedenfalls halten wir die Möglichkeit offen, daß der Trötsch vielleicht eher nach N zu verbinden sein könnte, wofür manche stratigraphische Beziehungen sprechen.

d) Tertiär.

1. Süßwassermiozän. Das große Tertiärbecken von Passail liegt außerhalb unserer Karte.[1] Allerdings erfuhr ich von den Landleuten,

---

[1] Darum verweise ich nur auf: Heritsch Fr., Beiträge z. Geol. d. Steiermark, VIII. Beobachtungen im Tertiär von Passail. Mitt. d. naturw. Ver. f. Steiermark, Bd. 52, Jahrg. 1905, 383 bis 385.

daß bei Ankenhofen auf Kohle gegraben worden sei; was schließlich wenig besagt. Immerhin wäre ein Hereinreichen von Tertiär nicht unmöglich; denn dieses liegt nicht in den heutigen Talböden, sondern auf einem Felssockel, der 50 bis 60 *m* (z. B. Hart—Eismühle am Modenbach) sich über die heutige aufgeschüttete Talau erhebt. Ganz eben liegt das Miozän sicher nicht, da es in Gemeinde Oberreith hoch hinaufreicht, es könnte daher nach Neudorf--Ankenhofen, das tiefer als Oberreith liegt, auch hereinspitzen. Aber Aufschluß existiert derzeit sicher nicht.

Auch bei Semriach sind die Aufschlüsse nicht besser, und Tertiär war bisher nicht festzustellen; allein genau südlich vom Ort, vom ersten Straßenknie (713 Pl. »Friedl«) etwa 200 *m* östlich hinauf, ist durch eine junge Aufgrabung ein bergfeucht schwärzlichgrauer, trocken gelbgrünlichgrauer, fetter Ton, mit einzelnen ockerigen Adern, mit Glimmerschüppchen, Phyllitgeröllchen und kohligen Pflanzenresten zutage gekommen. Fossilien fanden sich nicht, das Gestein aber stimmt so genau zu dem der benachbarten inneralpinen Tertiärbecken (Passail, Rain, Niederschöckl), daß die Anreihung durch hohe Wahrscheinlichkeit sich rechtfertigt. Eine weitere Parallele mit Passail bildet die Lagerung auf einem Felssockel, in den das quartäre Tal nicht unbeträchtlich eingetieft ist. Da beide Vorkommnisse tektonisch ziemlich ähnlich liegen, ist das vielleicht nicht ohne Bedeutung.

2. Quarzschotter (Oberpliozän?),[1] wie sie auf den Höhen um Graz so häufig sind, kommen im westlichen Teil unseres Gebietes auf den Verebnungen von etwa 700 *m* aufwärts vor (Tanneben, Weißeck etc.). Es ist die Frage aufgeworfen worden,[2] warum solche Schotter auf den Schieferbergen fehlen? Es ist richtig, daß man auf den Schiefern des Hiening Quarzgerölle nahezu vergeblich sucht, dagegen sind auf dem Dolomit des Weißeckgipfels, der mit 700 *m* in der gleichen Verebnung wie der Hieningrücken liegt, kleine Nester von kirsch- bis nußgroßen Quarzgeröllen nicht allzusellten. Nun, im Wald, wie er auf dem unfruchtbaren Dolomit steht, konnten die zusammenbleiben. Der bessere Schieferboden auf dem Hiening ist dagegen seit Jahrhunderten tief durchgeackert, eine Bestreuung, die so dürftig war wie die am Weißeck, muß dabei mit der großen Masse Schutt und Erde vermischt werden, vergraben und kaum mehr

---

1 Bei solchen »Restschottern« ist eine längere Geschichte in Betracht zu ziehen. Die erste Ablagerung kann nicht gut vor der Wende Miozän/Pliozän stattgefunden haben. Darauf folgte lange, tiefgründige Verwitterung. Dieser ist die Quarzauslese, d. h. Bevorzugung des homogenen Gesteines zuzuschreiben, nicht langem Flußtransporf, den Amphibolite etc. ebenso gut oder besser vertragen. Die Umlagerung, beziehungsweise zweite und endgültige Ablagerung kommt damit wahrscheinlich ins Oberpliozän. Daß man den Namen »Belvedereschotter« besser vermeidet, vgl. A. Winkler, Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. Jahrb. geol. Staatsanst., Wien 1921, p. 42.

2 Joh. Sölch, Das Grazer Hügelland. Ein Überblick über seine geomorphologische Entwicklung. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 130. Bd., p. 274, 1921.

kenntlich werden. Es scheint mir demnach gar nicht sicher, daß in der voragrarischen Zeit die Bestreuung von Weißeck und Hiening verschieden war. Sehr auffällig ist dagegen, daß um die Tanneben-huben 740 *m*, auf einer beträchtlichen Verebnungsfläche reichlich Quarzschotter liegen, die im Durchschnitt gut ein bis zwei Mannsfäuste groß sind, nicht selten aber viel mehr. Die spärlichen Nester kleiner Gerölle am Weißeck können nicht derselben Aufschüttung angehören, eher einer späteren Umarbeitung und Abspülung derselben. Bestätigung dessen ergibt sich südlich vom Rötschgraben. Hier findet man auf den höheren Kämmen ziemlich viel und große Quarzgerölle fast allgemein verstreut, Anhäufung und anscheinend obere Grenze beim Gsollbichler, am Weg Höchwirt—Rannachwiesen wieder in zirka 750 *m*. Von dort westwärts über Jasen hinaus liegt am Kamm eine gut geschichtete Schotteraufschüttung, anscheinend meist aus Quarz, kleiner, aber immerhin wesentlich größer als die vom Weißeck, deren Sohle nach dem Aufschluß gegen Jasen zu unter 550 *m*, deren Aufschüttungsebene im Plateau der Ferstelhöhe 586 *m* hoch liegt, weswegen am anschließenden Keinberg 660 *m* (gerade gegenüber dem Weißeck) keine Quarzgerölle zu finden sind. Geradeso findet man am Rannach-Südsporn oben dünn verstreut große Quarzgerölle, unten, mit Oberkante 510 *m*, einen geschlossenen und geschichteten Körper kleinerer Quarzschotter. Das sind offenbar zwei sehr verschiedene Dinge, ein drittes ist die wenig oder gar nicht verwitterte Musterkarte von Gleinalmgesteinen, die westlich von der Ferstelhöhe am Sattel 507 (Taibinger) liegt, ein viertes der unten zu besprechende Kalkschotter am Hiening u. s. f. Ich meine, man sollte bei diesen Gebilden möglichst wenig generalisieren, insbesondere für den Gedanken eines geschlossenen Schotterkörpers über 700 *m* hinauf (Sölch, l. c., p. 276), kann ich mich nur wenig erwärmen.

e) **Quartär.**

Kalkschuttbreccien, meist von Terra rossa durchsetzt (wie die von Eggenberg bei Graz), finden sich auf der 1000 *m*-Terrasse am Nordfuß des Schöckl und in etwa gleicher Höhe am Südhang des Hochtrötsch; am Nordhang des Garracher Waldplateaus ober Kaltenberg wieder in 1000 *m*. Auch die Breccienkappen von Rauhenberg, Schwarzeck, Ankenhofen (vgl. p. 247) dürften hier anzuschließen sein. Das gäbe für die damalige Zeit, vermutlich Altquartär, ein einheitliches Becken von Semriach—Passail von sanften Formen und Entwässerung auf dem Niveau der breiten Gesimse ober der Raabklamm.

Auch im Gebiet des unteren Rötschgraben finden sich analoge Bildungen. Der Hügel, auf dem die Ortschaft Fresnitz (südlich von der Rötschmühl) liegt, besteht fast ganz, bis zu seiner Kulimination 620 *m* aus Kalkschuttbreccie, und zwar sieht man im Graben nordöstlich von 620 eine grobe Bankung N 50 O|5—8° SO, d. h. gegen die Rannach einfallen: Es ist also keine Schutthalde, die sich an diesen benachbarten Berg anlehnen würde, viel eher ein

Schuttkegel, der von der Talmitte weg abfällt. Den nördlichen Gegenflügel stellen vielleicht die Kalkschotter vor, die am südlichen Hang des Hiening nördlich ober der Rötschmühl, in großen Massen bis zum Rand der Verebnungsfläche hinauf, bis zirka 640 *m* liegen; Verkittung fehlt allerdings hier gänziich (kein kalkführendes Wasser im Schiefergebiet des Hiening?). In welcher Beziehung dieser Kalkschuttkegel des unteren Rötschgrabens (aus der damals noch nicht durchbrochenen Barriere Rannach — Kesselfall — Luegg?) zu den Quarzschottern der Ferstelhöhe steht, ist nicht genauer zu ermitteln, weil sie nicht zusammenstoßen.

Im Polje nordwestlich von Semriach, bei den Mühlen 667 *m* Pl. zeigte ein Aufschluß zu unterst eine tief verwitterte Terra rossa-Zusammenschwemmung mit wenig Geschieben. Darüber liegt grober Schieferschutt in Braunerde. Ein Zeichen einer plötzlichen Verstärkung der Erosion. (Eiszeit?)

An der Mündung des Rötschgrabens sieht man beiderseits Terrassen, die etwa 10 bis 15 *m* steil zur Murau abfallen; Reste eines zerschnittenen Schuttkegels des Rötschgrabens, hier mit verhältnismäßig viel Quarzschotter darin.

f) Oberflächengestaltung.

Soll andernort in dem für dieses Thema nötigen weitern Rahmen behandelt werden.

IV Deutungen.

Ausgangspunkt jeder Deutung muß sein, daß in der Rannachdecke und Lueggschuppe die normale Grazer Unterdevonserie durch Fossilfunde gesichert ist. Die alten Geologen nehmen dann die Fortsetzung: »Semriacher Schiefer—Schöcklkalk—Grenzphyllit—Grundgebirge« als normale stratigraphische Folge. Gibt die einfachste Tektonik und ist unbedingt erwägenswert. Aber die Kleintektonik zeigt vielfach heftigste Durchbewegung und gewisse Unregelmäßigkeiten in Verbreitung und Mächtigkeit der Schichtglieder, sowie Unstimmigkeiten in Beziehungen zur weiteren Umgebung deuten ebenfalls auf tektonische Komplikationen. Es ist da folgendes zu erwägen:

Erstlich: faßt man den Schöcklkalk als eine Wiederholung der Korallenkalkfazies im Silur auf, so paßt er sehr schlecht ins stratigraphische Bild hinein. Das Silur der alpinen Geosynklinalen (Karnische Alpen und Grauwackenzone) besteht aus Tonschiefern mit Brachiopoden, Trilobiten, Graptolithen; Kieselschiefern und Lyditen; bunten Cephalopodenkalken. Beginn des Devon: Diastrophe mit einer allgemeinen Ausgleichung: Korallenkalk mit *Konjeprus*-Fauna von der Gail bis Böhmen. Das Devon von Graz spiegelt nun ganz schön diese Transgression: sandig-tonige, klastische Sedimente, lagunäre (Dolomit), Korallenkalk, Cephalopodenkalk; Brünn auf derselben Geantiklinalen (über diesen alten Gebirgsast siehe p. 274) zeigt genau die gleiche Fazies, nur daß dort die Transgression langsamer

vordringt und das ganze Unterdevon noch klastisch ist. Aber mächtiger Korallenkalk und darüber eine Masse Tonschiefer, und zwar mitten auf der Geantiklinale, das paßt gar nicht in das Bild der Silur hinein und findet in der ganzen Provinz kein Gegenstück. Erst in Gotland trifft man auf Silurkorallenkalk. Nehmen wir dagegen den Schöcklkalk als halbmetamorphes Devon, so vermeiden wir alle diese Schwierigkeiten und können als prachtvolle Parallele die Bänderkalke der Karnischen Alpen anführen, in welche sich dort die Devonriffkalke an tektonisch stärker beanspruchten Stellen verwandeln.

Damit wird aber die Frage nach Alter und Stellung der Taschenschiefer drängend. Nahm man die Schwierigkeiten eines silurischen Schöcklkalkes in Kauf, so konnten die obersilurischen Taschenschiefer mit dreingehen. Daß zwischen diesen und dem Unterdevon eine tektonische Trennungsfläche durchgeht, war zwar immer ganz unverkennbar, aber das konnte schließlich eine »intraformationelle« sein, an der Grenze zweier mechanisch verschieden reagierender Komplexe, mit kleiner relativer Verschiebungsweite. Sehen wir aber den Schöcklkalk als halbmetamorphes Unterdevon an, so muß auch zwischen ihm und den Taschenschiefern eine Trennung liegen; denn als Mitteldevon sind sie sicher nicht zu brauchen. Man könnte an transgredierendes Karbon (analog wie in den Karnischen Alpen) denken; allein da stört das Fehlen aller jener Gesteinstypen, die wie Grauwacken, Sandsteine, Quarzkonglomerate, Lyditbreccien, für alpines Karbon bezeichnend sind und die bei der in den Taschenschiefern stattgefundenen Metamorphose unbedingt kenntlich geblieben wären. Wir kämen zu einer sehr sonderbaren Fazieskarte des Karbon: in den Geosynklinalen im N und S lägen die bekannten typischen Trümmerablagerungen (bis südlich von Mixnitz findet man Grauwackensandstein und Kieselschieferbreccie) und in der Mitte — in einem Raum, der viel eher als Geantiklinale anzusehen ist und der noch im Devon als solche funktioniert hat — käme eine ganz abweichende Fazies, sozusagen »bathyale« Tonablagerungen. Das ist nicht sehr wahrscheinlich. Dabei ist aber die viel größere Ähnlichkeit der Taschenschiefer mit den Phylliten der Zone Semriach—Passail—St. Kathrein etc. nicht berücksichtigt. Oder soll man auch die ins Karbon stellen? Das führt zu Konsequenzen, deren Unwahrscheinlichkeit noch etwas größer ist als die der ersten Annahme.

Nimmt man aber an, daß zwischen Taschenschiefern und Schöcklkalk eine tektonische Trennungsfläche liegt, ebenso wie zwischen ersteren und der Rannachdeckenbasis, so hindert nichts mehr jener Ähnlichkeit durch Ableitung der Taschenschiefer aus einer Phyllitzone des Grundgebirges Rechnung zu tragen. Unmittelbar aus der Semriacher Zone können sie ohnedem nicht stammen, das ließe sich tektonisch kaum machen; aber man könnte sich vorstellen, daß diese Schieferlamelle weiter im S vom Grundgebirge durch die Rannachschubmasse, deren starrer Dolomitkalkkörper solche Leistungen verständlich macht, abgerissen und mit vorgeschleppt worden ist. Der

ursprünglichen Entfernung entspricht die leichte Faziesdifferenz gegen Semriach (vgl. p. 255), dem gewaltsamen Transport die starke Durchbewegung (Phyllonitisierung). Daß im S tatsächlich ein derartiges Phyllitgebiet vorhanden war, bezeugt der heute noch auftauchende Rest davon im Sausalgebirge. Dies hat man ja früher schon zu den »Semriacher Schiefern« gezogen,[1] dabei blieb immer etwas auffällig, daß von dem Schöcklkalk, der doch als das normale Liegende vorausgesetzt werden mußte, gar keine Spur zu finden war. Auch diese Schwierigkeit wird durch unsere Annahme beseitigt. Ebenso erklären sich die Schwankungen in der Mächtigkeit, welche für eine normale Tonablagerung doch sehr auffallend wären: Im S bei Graz, von wo der Schieferlappen vorgeklappt worden ist, ist die Mächtigkeit sehr groß — bei im allgemeinen recht ruhiger Lagerung, also nicht etwa tektonisch angeschoppt — zwischen Tannebenkuppel und Rannachbasis ist sie schon viel geringer und in der Zone Tyrnauer—Stübinggraben sind es nur mehr schmale Lamellen, die zwischen Dolomite, Kalke und Kalkschiefer eingeschaltet, mit einiger Wahrscheinlichkeit noch auf die Taschenschiefer bezogen werden können.

Fast zwangsläufig schließt sich hier die Frage nach dem Alter der Phyllite der Zone Semriach—Passail an. Ich nehme keinen Anstand, diese dem vorpaläozoischen Grundgebirge zuzuzählen. Sie sind mit dem Hochkrystallin durch allmählichen Übergang verbunden und durch die Ausläufer einer granitischen Injektion, während im weiten Umkreis kein Granit nachweisbares Paläozoikum berührt. Da die »Semriacher« Schiefer nun nicht mehr zum Paläozoikum zu rechnen sind, besteht zwischen diesem und den Phylliten auch ein Hiatus in der Metamorphose (vgl. p. 255). Und die Tektonik der Phyllite ist »Grundgebirgstektonik«, Lamellen und Linsen ungefähr gleichgeschlichtet, keine geschlossenen Falten, dazwischen gelegentlich sigmoidale Windungen; mit der Tektonik der paläozoischen Decken hat dies nichts zu tun.

Neuestens hat Mohr[2] die ganz entgegengesetzte Ansicht vertreten, daß die krystallinen Schiefer der östlichen Zentralzone größtenteils metamorphes Paläozoikum wären. »Die Annahme, daß Altpaläozoikum im Hochkrystallin der Ostalpen in beachtenswertem Umfang beteiligt ist, gründet sich demnach auf eine Anzahl von Beobachtungen und daraus ableitbaren Schlüssen; die gegenteilige, daß das Hochkrystallin insgesamt als archäische Basis anzusprechen ist, auf reine Vermutungen« (l. c., p. 122). Wenn ich mir erlaube, trotzdem die »gegenteilige« Ansicht festzuhalten, so glaubte ich bisher auch auf Beobachtungen mich stützen zu können. Dagegen scheint mir, daß Mohr sich einer keineswegs einwandfreien Methode der Schluß-

---

1 Vgl. Heritsch Fr., Geologie von Steiermark, 1921, p. 204 ff. Merkwürdigerweise hat R. Staub in der Karte zum »Bau der Alpen« das Sausal nicht zum Grazer Paläozoikum gezogen, sondern als Krystallin ausgezeichnet. Da der Text nichts darüber bringt — obwohl St. seine »Entdeckungen« nicht unter den Scheffel zu stellen liebt —, so wird das kaum eine divinatorische Vorahnung, sondern ein Flüchtigkeitsfehler sein.

2 Mohr H., Über einige Beziehungen zwischen Bau und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Monatsber., 75. Bd., 1923, p. 114 bis 133.

folgerungen bedient, seine Prämissen berechtigen kaum zu so kategorischen Behauptungen. Festzustellen ist, daß bisher im fraglichen Krystallin noch nie Paläozoikum direkt nachgewiesen worden ist. Nun, wenn wir Hochkrystallin finden, und zwar als »Grundgebirge« unter paläozoischem Deckgebirge, so ist das in 90 von 100 Fällen Archäikum. Allerdings, man hat auch jüngere Schichten in solcher Ausbildung getroffen. Nachdem die erste Begeisterung über diese Funde abgeflaut ist, wird man daran festhalten, daß das immer Ausnahmen von der Regel sind und daß überhaupt positive Aussagen (z. B. das ist Paläozoikum) zur Begründung positive Prämissen verlangen. Es ist ein logischer Fehler, wenn Mohr hierfür Argumente bringt, wie »Abgrenzung nicht durchzuführen«, »von einer scharfen Grenze gar nicht die Rede« etc. (l. c., p. 120). Daraus folgt gar nichts! Z. B. kann man in den Karnischen Alpen, wo Fossilien oder bezeichnende Leitgesteine fehlen, Silur und Karbon auch nicht »abgrenzen«. Aber den Schluß Silur = Karbon hat hier doch niemand gezogen. Und ebenso verstößt es gegen die Regeln der Logik, wenn in der Begründung Vorkommnisse angeführt werden, die selber erst durch diese Theorie erklärt werden sollen. So die einsam und verlassen aus dem Tertiär auftauchende Insel des Schloßberges bei Voitsberg,[1] die Insel von Vöstenhof,[2] der Föttleckzug; auch für Murau fordern triftige Gründe eine Nachprüfung aller älteren Angaben.[3] Daß es nicht ganz aussichtslos ist, auf eine Auflösung der Grauwackenzone in verschiedene Stufen von Paläozoikum und Schuppen von (diaphthoritisiertem) Altkrystallin zu hoffen, ist durch die schönen Ergebnisse, die Stiny und Spengler im Mürztal erzielt haben, bekundet worden.

Was die Ergebnisse dieser Arbeit anlangt, so sind sie für die Mohr'sche Theorie nicht günstig. Das wesentlichste war eine scharfe Trennung der Schiefer von Semriach—Passail—Arzberg vom (wahrscheinlich paläozoischen) Schöcklkalk. Daß sie die Ausläufer der granitischen Injektion und die (von Mohr wohl etwas überschätzten) Amphibolite enthalten, ist richtig; aber es fehlt jeder Anhaltspunkt, sie für paläozoisch zu erklären und damit verschwindet wieder eines von Mohr's Argumenten (l. c., p. 121/122).[4] Überhaupt drängen die Beobachtungen immer mehr auf scharfe Scheidung des Paläozoikums auch von den Phyllitzonen des Altkrystallin, als auf eine allgemeine Konfusion.

Es wäre nun noch zu fragen, ob die Mohr'sche Hypothese wenigstens ein besonders gut geschlossenes Bild gibt. Den Versuch hat der Autor leider dem Leser überlassen. Gleich anfangs ist es notwendig, eine Hilfshypothese über Fazieswechsel anzuhängen; denn das, was Mohr als metamorphes Altpaläozoikum gelten lassen will, hat einen ganz andern Stoffbestand als jenes, das uns fossilführend bekannt ist. Dann geht es mit der Zeit etwas knapp. Die fraglichen Schichten sind gefaltet, stellenweise von Granit und Gefolge intrudiert, in die Tiefe versenkt und einer progressiven Metamorphose unterworfen, dann wieder gehoben und regressiv metamorphosiert. Das ist für eine einzige Faltungsära (die variszische) etwas viel.

---

[1] Die Angabe »im Hangenden des Schöcklkalkes« (l. c., p. 121) ist als irreführend zu bemängeln, der Leser könnte da glauben, daß ein Zusammenhang wirklich beobachtet wurde, was nicht der Fall ist. Vgl. H. Mohr, Über einen Fuchsit von Voitsberg in der Weststeiermark. Verh. geol. Bundesanst., 1924, p. 103.

[2] In Mohr H., Das Gebirge um Vöstenhof bei Ternitz (Niederösterreich), Denkschr. Akad. d. Wissensch., math.-naturw. Kl., Bd. 98, Wien 1922, p. 141 bis 163, habe ich vergeblich nach einer Begründung gesucht, warum Vöstenhof nur »scheinbar« altkrystallin sein muß, wie Mohr in Zeitschr. D. G., 1923, p. 120, schreibt.

[3] Vgl. Heritsch und Schwinner in Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steierm., Bd. 60, Graz 1924, p. 26.

[4] Die Angaben über den Krinoidenfund sind ungenau und wieder irreführend. Nach Canaval R., »Petrefaktenfund in Dr. C. Clars Grenzphyllit«, Mitt. d. naturw. Ver. f. Steierm., Bd. 26, Jahrg. 1889, p. XCV, sind die Krinoiden nicht bei Deutsch-Feistritz gefunden worden, sondern unter der Peggauer Wand, auch nicht in »Semriacher Schiefern«, noch auch in Schiefern überhaupt, sondern in einer Lage dunklen Kalkes, in einer jener Schiefer- und Ruschelzonen, wie sie dort mehrfach im Schöcklkalk vorkommen. Vgl. hier p. 232 und Heritsch, IV, p. 354 und 355, bezüglich des Feistritzer Elektrizitätswerksstollen.

Schließlich ist der nötige Faltungsvorgang, welcher das normale Altpaläozoikum mit scharfem Hiatus auf das metamorphe gelegt hat, gar nicht einfach vorstellbar. Es muß die durch Stauung und Versenkung metamorphosierte Schichtserie wieder gehoben und recht beträchtlich abgetragen worden sein, bevor aus einer Gegend, die bis dahin nicht orogenetisch beeinflußt worden war, normales Altpaläozoikum überschoben wurde, sonst könnte letzteres nicht meistens auf Krystallin der zweiten Tiefenstufe liegen. Auch dieser Schub müßte noch variszisch sein, denn weder Gosau noch Tertiär, obwohl in der Nähe reichlich vorhanden, sind dazwischen eingefaltet, auch kein Mesozoikum. Kurz die Mohr'sche Hypothese steht auf schwachen Füßen und ist als Arbeitshypothese auch nicht zu gebrauchen.

Zusammenfassung der Beobachtungen ergibt also vier tektonische Einheiten: 1. Grundgebirge = autochthone Phyllitzone; 2. Schöcklkalkdecke = Devon, halbmetamorph; 3. Taschenschiefer = Schuppe des Grundgebirgsphyllites; 4. Rannachdecke = normale Devonserie. Die Trennungen zwischen diesen vier sind aber nicht gleichartig: ebenso wie die Phyllite von Radegund—Semriach ursprünglich in ganz gewöhnlichem Transgressionsverband mit dem Devon-Schöcklkalk standen, waren auch die Taschenschiefer das normale Liegende der Rannachdecke. Zuerst ist durch eine südwärts absteigende Scherfläche eine Schubmasse aus Rannachdecke + Phyllitkeil vom Grundgebirge abgelöst und nach N über das Devon der Schöckldecke vorgeschoben worden. Im Fortgang der Bewegung ist dann einerseits der Schöcklkalk von seiner Unterlage abgeschert und ebenfalls nach N vorgeschoben worden, anderseits die Grundgebirgsschuppe an der Basis der Rannachdecke verwalzt, ausgedünnt und ebenfalls durch eine Scherfläche vom Hangendteil der Decke getrennt worden. Diese beiden sekundären Scherflächen brauchen also gar keine große Förderweite zu haben; die des Hauptschubes ist natürlich mindestens die ganze Überdeckungsbreite (M. Trost—Trötsch). Daß die Rannachdeckenstirn viel über den heutigen Erosionsrand hinaus gereicht hätte, ist nicht wahrscheinlich; denn dann wäre die von ihr abgespaltene Lueggschuppe viel stärker tektonisch hergenommen. Über die Schubrichtung kann man schwer bestimmtes sagen; von den Decken sind nur Teile erhalten und deren innerer Bau kann durch jüngere Störungen wesentlich verändert worden sein. Zunahme der Durchbewegung im Schöcklkalk nach S oder SO, Anschwellen der Taschenschiefer gegen S, Gruppierung der Lueggschuppe und ihrer Äquivalente am Trötschsockel mit Stirn gegen NO, deutet alles auf Überdeckung aus S. Man kann daher nicht, wie mir anfangs recht plausibel erschienen wäre, die Schuppenzone Tyrnauer—Stübinggraben als Wurzelzone ansehen. Es ist sogar wahrscheinlich, daß diese (mindestens ein Teil ihrer Komplikationen) viel jünger ist. Das Alter der Hauptüberschiebung mag — wie in den Karnischen Alpen — zwischen Clymenienkalk und Karbontransgression liegen; das letzte Ausklingen aber später. Es scheint nämlich, daß die Faltung (wie gewöhnlich) von hinten nach vorn wandernd, die Masse des Hochlantsch zuletzt ergriffen hat. Nun gibt es in den Schiefern seines Liegenden (im Heuberggraben, südlich von Mixnitz) Grauwackensandsteine und Lyditbreccien, genau wie sie im alpinen Karbon

vorkommen. Die zu diesem Vorschub nötige Druckleitung von S her konnte nicht durch die hier gerade stark verschieferte Schöcklkalkdecke gehen; man könnte annehmen, daß die Rannachdeckenstirn sich an die Kalkplatte des Hochlantschstockes angestemmt hätte. Et ist aber sehr zweifelhaft, ob die soweit reichte, indem sie im Trötsch schon sehr geringmächtig ist und im Mühlbacherkogl (Kl.-Stübing) mit einer nordfallenden Stirn von Korallenkalk schließt. Derselbe mechanische Effekt konnte aber erreicht werden, wenn der Zwischenraum zwischen Rannachstirn und Lantschplatte durch eine Aufschoppung aus dem Liegenden gefällt wurde: die Schuppen von Schrems und die gegen S überschlagene Falte des Gschwendt bei Frohnleiten. Vom Hangendschenkel dieser Falte aus »Schöcklkalk« geht ununterbrochene Verbindung (am Kreßkogel bereits mit Korallen) bis zum Sattel vor dem Heuberg, so daß es nahe liegt, darin den aufgestauchten Rand der Lantschbasis zu sehen, der durch einige spätere Störungen nur unwesentlich verstellt ist.

Was dle sekundären Dislokationen betrifft, so geht die Leberflexur sicher auf die erste Überschiebung zurück; denn sie steht in offenbarem Zusammenhang mit dem Hineinstopfen der Lueggschuppe in ein Loch der Schöcklkalkdecke, vielleicht ist sie auch in jüngeren Dislokationsperioden neu bewegt worden. Aber die Besprechung der jungen Tektonik müssen wir vorläufig aufschieben, weil wir noch nicht in der Lage waren, auf die Morphologie einzugehen und beides so eng zusammenhängt, daß es vernünftigerweise nur in einem dargestellt werden kann.

V. Deckentheorie?

Über eine Deckentheorie als allgemeine Methode, über die Bedeutung der Horizontaldislokationen im Gebirgsbau, die Mittel, sie zu untersuchen und die Art, sie zu beschreiben, braucht man heute nicht viel zu streiten. Oft wird aber unter jenem allgemeinen Schlagwort eine besondere Hypothese über den Ostalpenbau mitverstanden, die auf Termier's »Synthèse des Alpes« zurückgeht und deren Kennzeichen in allen Varianten grundsätzlich ist, daß die Zonenfolge der Alpen im großen permutiert und die Nordzone — ganz oder zu großen Teilen — aus der Südzone herüberbewegt gedacht wird. Bei den in den Ostalpen tätigen Geologen hat das wenig Anklang gefunden, aus guten Gründen.

Jene Theorie ist nicht aus Beobachtungen in den Ostalpen hervorgegangen und jetzt, wo alles ziemlich durchgearbeitet ist, können wir genau übersehen, daß solche im Kernpunkt eine Entscheidung nie bringen können. Die Forderung, daß ganze Zonen der Alpen über andere weggewandert sein sollten, kommt aus der Geologie der Westalpen; sie gründet sich auf Beobachtungen, die nur dort gemacht und kontrolliert werden können und wird in langer Schlußkette auf die Ostalpen übertragen. Je weiter im O, desto länger ist jene Kette und von ihren Gliedern sind manche schwach;

viele können nur als ad hoc aufgestellte Hilfshypothesen gelten. Hand in Hand damit geht eine merkwürdige Erscheinung: je weiter nach Ost, desto größer wird die Schublänge der Decken, und zwar so, daß der prozentuelle Anteil, den beobachtbare Überschiebungen daran haben, immer kleiner wird, und ein immer größer werdender Teil der postulierten Bewegungsfläche in der Luft oder in der ewigen Teufe liegt. Was schließlich zu dem paradoxen Resultat führt, daß die weitesten alpinen Deckenschübe dort stattfanden, wo die Alpen aufgehört haben, nämlich in der ungarischen Tiefebene. In den exakten Naturwissenschaften würde ein derart einseitiges Ausarten der Resultate eine genaue Untersuchung nach sich ziehen, ob da nicht ein Fehler in der Methode selbst liegt, der, bei jeder Operation wieder hineingetragen, sich nach und nach so unheimlich aufsummiert. Formale Kritik eines Gedankenganges kann natürlich nicht entscheiden über die materielle Richtigkeit des Schlußergebnisses, aber offenbare Verstöße gegen Regeln, die sonst in der Naturwissenschaft sich bewährt haben, mahnen zu großer Vorsicht.

Ein anderer Gesichtspunkt, der einer Hypothese gegenüber zur Geltung gebracht werden kann, ist der, ob durch sie die Entwicklung gewisser Gedankengänge gefördert wird, ihr heuristischer Wert, wobei die formale Tadellossigkeit des Aufbaues einer solchen »Arbeitshypothese« wenig ausmacht. Nun die Termier'sche Hypothese in ihrer ursprünglichen Form hat mit dem Stoffgebiet, das hier behandelt ist, keine Beziehung dieser Art; denn nach jener ist das Gebiet der Zentralalpen östlich vom Katschberg das weiter nicht zerlegbare Krystallin der ostalpinen Decke, dessen innere Tektonik mit dem charriage des Ganzen offenbar nichts zu tun hat. Und so stünde die Geologie eines Teiles der Alpen, von dessen Größe sich die westalpinen Theoretiker anscheinend nicht die richtige Vorstellung machen — es ist etwas mehr an Fläche als die ganzen Schweizer Alpen[1] — gänzlich außer Beziehung zur »Deckentheorie«! Diesem Übelstand hat die neue Formulierung jener Hypothese durch R. Staub abgeholfen.[2] Er zerlegt das Krystallin der Zentralzone östlich vom Katschberg in zwei Decken — mit denen wir uns nicht weiter beschäftigen wollen[3] — und trennt das Paläozoikum von seiner Unterlage ab als Deckschollenrest einer »steirischen Decke«, welche von den Dinariden aus die ganze Zentralzone überdeckt hätte. Das sieht nun auf den ersten Blick ganz so aus, als ob es eine äußerst ernsthafte Arbeitshypothese wäre; bei näherer

[1] Die Flächenausdehnung entschuldigt vielleicht »die ganz mangelhafte Durchforschung dieses im Rayon der Grazer Geologen gelegenen östlichen Berglandes« (Staub R., Bau der Alpen, p. 189); es soll auch in den Schweizer Alpen, deren kleinere Fläche von soviel mehr — ansässigen und auswärtigen — Geologen durchforscht wurde, bis vor kurzem manches nicht völlig bekannt gewesen sein.

[2] R. Staub, Der Bau der Alpen. Bern 1924, p. 193.

[3] Die Darstellung bei Staub (l. c., p. 191), daß die Seckauer Tauern unter den »Murauerglimmerschiefern« lägen, ist ein offenbares Mißverständnis; umgekehrt, von Oppenberg bis Fohnsdorf tauchen die Glimmerschiefer von Ober-Wölz—Zeyring nach NO unter den Gneis der Bösenstein—Seckauer Gruppe.

Nachprüfung sieht man aber, daß damit eine Weiterführung, Weiterentwicklung der bezüglichen Gedankengänge nicht beabsichtigt und auch nicht erzielt ist, sondern, daß mit dieser »Rastvorstellung«[1] ein in der Sache fernerstehender versucht, einen als störend empfundenen Tatsachenkomplex durch Einrücken in die gewohnte Phraseologie sich vom Halse zu schaffen. Denn was sagt die Hypothese der »steirischen Decke«? Daß das Paläozoikum von Graz durch ein System von Bewegungsflächen vom Grundgebirg abgetrennt ist — richtig — und nicht autochthon sei, sondern weit von S herkommt, welch' zweite Behauptung nicht nur keinerlei greif- und prüfbare Beziehungen begründet, sondern vielmehr jede Frage, die nach solchen weiter verlangen würde, von vornherein abschneidet, indem auch »Wurzel« oder Abstammungsgebiet gar nicht genauer angegeben wird. Würde man sich beschweren, daß gerade im S von Graz die stratigraphische Anknüpfung an das Paläozoikum der Südalpen kaum möglich ist, so könnte Staub denselben Ausweg nehmen, den er für schon früher erkannte[2] Schwierigkeit, die Kalkalpenfaziesdecken Haug's und anderer im S anzuknüpfen, gefunden hat, nämlich, daß sich auf so große Entfernungen die Fazies wahrscheinlich ändern wird. Demgemäß habe ich bei der Feldaufnahme gar keinen Berührungspunkt mit dem Gedankenkreis Staub's gefunden, bei der Ausarbeitung würde ein Eingehen darauf nur geschadet haben. Hätte ich mich mit der »Arbeitshypothese«: dinarische Deckscholle begnügt, so hätte ich alle Beziehungen übersehen, die zwischen Schubmassen und Nachbarschaft bestehen; zwischen den beiden Schieferetagen, zwischen dem Devon und seinem Sedimentationsraum, beziehungsweise dem benachbarten der Grauwackenzone u. s. f., also alles, was zu einer wirklichen Erklärung führen kann; und hätte dafür das Pseudoproblem eingetauscht, wie diese Decke im S, im Weitensteiner Zug oder ähnlichem eingewurzelt sein möchte. Der Fall »Steyrische Decke« dürfte damit erledigt sein. Ich kann dem nur anschließen, daß mir ein Fall, in dem die Ternier'sche Hypothese in den Ostalpen sich fördernd und fruchtbar erwiesen hätte, nicht bekannt ist. Gewiß, sie hat eine beträchtliche Literatur hervorgerufen. Aber der größte Teil war wieder sogenannte »Synthesen«, die genau besehen über Nomenklaturen für lang bekanntes kaum hinauskommen und von den neu aufgeworfenen Fragen ist ein Teil bereits — nach langem Hin- und Herzerren, das man besser gespart hätte — als Pseudoprobleme erkannt,[3] die andern gleichermaßen äußerst verdächtig.

---

[1] Nach Ratzels bezeichnender Ausdrucksweise! Vgl. Schwinner, Geol. Rundschau, Bd. VI, p. 8.

[2] Schwinner R., Mitt. d. Wiener geol. Ges., VI, 1913, p. 216.

[3] So die nappe de Hallstadt. Neuestens, bei Staub, l. c., p. 202, liegt die Hallstädter Fazies wieder zwischen zwei Zonen mit Dachsteinfazies, wie einst bei Mojsisovics! Einige Rücksicht auf die Beobachtungstatsachen würde gleich ergeben haben, daß man diese Fazies nicht tektonisch abtrennen kann. Vgl. dazu auch K. Leuchs, Senckenbergiana, Bd. VII, H. 3, p. 137, Frankfurt a. M., 1925.

Daß die »Deckentheorie« bei uns eine wenig günstige Aufnahme gefunden hat, gründet sich also nicht — wie manche, scheint's, glauben[1] — auf eine böswillige Verstockung des Gemütes, sondern einfach auf die vielfältig gemachte Erfahrung, daß der Feldgeologe in den Ostalpen von dieser Hypothese wenig Nutzen hat. Das ist schlimm genug; dazu kommt aber noch, daß auf mehreren Gebieten diese von Termier inaugurierte Denkweise sich als ernstliches Hindernis für den Fortschritt erweist.

Eingestandenermaßen[2] hat der Nappismus bis heute einen Anschluß an die Geophysik nicht finden können. Das liegt nicht bloß an Nebenumständen, wie daß die ältere Geologengeneration nicht das nötige Verständnis für physikalisches gehabt hätte — das trifft einige, aber gewiß nicht alle — oder daß das Beobachtungsmaterial noch nicht genüge — im Gegenteil, die Sorge ist heute nur, ob es einer noch in seiner Gänze beherrschen kann! Das Übel wurzelt tiefer in der ganzen Denkweise, die beispielsweise in den Ostalpen die Decken über jedes denkbare Maß hinaus gedehnt hat. Wie wir dort gesehen haben, liegt es im Wesen dieser weit fortgesponnenen Schlußketten, die Ausmaße der tektonischen Bewegungen zu übersteigern und die solchen Deckenschüben untergelegten Kräfte müssen in gleichem Maße wachsen und immer weiter in die Ferne gelegt werden. Damit ist's nicht mehr weit zu dem ominösen Schlusse »auf unbekannte Naturkräfte«[3] oder unbekannte Wirkungsweisen der bekannten, den man explizit nicht gern ausspricht, der aber — man lese daraufhin Staub's letztes Kapitel (l. c., p. 246, besonders p. 257) — bestimmend im Hintergrund steht. Demgegenüber glaube ich gezeigt zu haben,[4] wie man von dem ganz entgegengesetzten Standpunkt, dem der »Nahewirkung« zwischen den im Gebirgsbau unmittelbar benachbarten Zonen, welche die Energiequelle nicht irgend in der Ferne, sondern gerade unter den tektonisch beanspruchten Teilen voraussetzt, zu Vorstellungen gelangen kann, die physikalisch keinen Anstoß erregen und für die Tektonik einen gewissen heuristischen Wert haben. Ich will nicht sagen, daß mit jenen kurzen Andeutungen alles erledigt sei, aber man wird in der gezeigten Richtung weiter bauen können, hier ohne die Gefahr, sich ins Uferlose zu verlieren, da Maße und Grenzen von vornherein gegeben sind.

Die Fortsetzung dieses Gedankenganges führt uns auf die wichtigste Aufgabe, welche der Alpengeologie heute gestellt ist. Liegt die Energiequelle der Gebirgsbildung nicht weit draußen, sondern in den einzelnen Gebirgsteilen selbst (genauer in ihrem unmittelbaren Untergrund) und in ihrem Verhältnis zueinander und überlegt man, daß dieser momentane Zustand das Ergebnis aller der vorangegangenen

---

[1] Z. B. Jenny H., Die alpine Faltung, Berlin 1924, p. 2.

[2] Heim Alb., Geologie der Schweiz, Bd. II/1, p. 30, auch p. 16.

[3] Semper M., Die geologischen Studien Goethes, Leipzig 1914, p. 271.

[4] Schwinner R., Geol. Rundschau, XIV, 1923, p. 159 bis 160; auch Zeitschr. f. Vulkanol., V., 1920, p. 175 bis 230.

Umwälzungen und Umwandlungen ist, so erkennt man, daß die letzte Gebirgsbildung, welche die heutigen Alpen geschaffen hat, nicht ein einzigartiger Vorgang ist, sondern das vorläufig letzte Glied einer räumlich und zeitlich geschlossenen, mechanisch zwangsläufig zusammenhängenden Reihe von geologischen Umwälzungen. Die Spur der langsamen, »epirogenetischen« Evolution ist in Verbreitung und Ausbildung der Sedimente erhalten, die der »orogenetischen« Revolutionen in der Tektonik. Leider hat die Natur alle diese geschichtlichen Notizen auf ein Blatt übereinander geschrieben und es ist eine schwierige, vielleicht auch nicht immer eindeutig lösbare Aufgabe der geologischen Forschung, aus diesem Durcheinander der Spuren, wie wir es heute im Feld beobachten, das ursprüngliche Nacheinander, den Wechsel des Ausdruckes im Antlitz der Erde zu rekonstruieren. Gerade neu ist diese Anschauung nicht. Überall außerhalb der Alpen rechnen die Geologen wie selbstverständlich mehr oder weniger mit dem, was ich Stetigkeit oder Kontinuität der tektonischen Entwicklung genannt habe.[1] Jeder tektonische Vorgang, er mag noch so revolutionär aussehen, führt doch hauptsächlich in den alten Geleisen weiter; er bringt Änderungen, Einschränkungen, Ergänzungen der alten und nur wenig wirklich neue Bauelemente. Dem heutigen Alpengeologen sind diese Gedanken fremd und daran ist großenteils die »Deckentheorie« schuld. War doch die Haupttendenz, womöglich gar nichts wurzelhaftes anzuerkennen, alles mußte verschoben und verfrachtet sein und je weiter, desto besser; da lag es ganz fern, Zusammenhänge und Beziehungen zwischen Deckgebirge und Untergrund zu suchen. Infolge Ablenkung der Aufmerksamkeit wurden die vielen oft handgreiflichen Zusammenhänge entweder ganz übersehen oder als Zufälligkeiten nicht beachtet oder doch mißverstanden und fast unauffindbar ins System eingereiht. So wird der Laie die Beobachtung, daß die alten Massive als Zentren dauernder Hebung die Verteilung der Senken und damit der Sedimentation bestimmen, bei Argand-Staub schwer finden; es ist nämlich unter dem Stichwort »Embryonaldecken« zu suchen. Wie schädlich die Denkgewohnheiten der »Deckentheorie« einem Fortschritt auf diesem Gebiete werden können, zeigt ein Beispiel aus neuester Zeit: Während in der Schweizer Schule die Spuren älterer Gebirgsbildungen zwar nicht geleugnet, aber als unwesentlich wenig beachtet und erwähnt worden sind, hat Cornelius[2] sich letzthin der Ansicht zugewandt, daß (fast) »die ganzen Alpen auf herzynisch gefaltetem Untergrund stehen«; eine Bekehrung, die

---

[1] Zufrieden bin ich mit diesem Ausdruck nicht ganz, ich würde ihn gern aufgeben, wenn ich einen prägnanteren wüßte. Die sonst oft gebrauchte Bezeichnung »posthum« ist dem Wortsinn nach auf eine öftere Wiederholung nicht gut anzuwenden, noch weniger auf jene Gebilde, die sich ohne Unterbrechung, von einer Gebirgsbildung zur andern etwa, behauptet haben und es fehlt das entsprechende Hauptwort. Es würde auch nicht den ganzen Begriffskreis umfassen.

[2] Cornelius H. P., Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rundschau, XVI, 350 ff., 1925, besonders p. 358.

ich, seit langem ähnliche Gedankengänge vertretend, nur begrüßen kann, die aber eben als solche in einer nicht selten vorkommenden Kontrastwirkung ein wenig übers Ziel schießt. Die einzig richtige Fortführung dieses Gedankens kann nur die Frage sein: welchen Einfluß hat diese alte Struktur auf die jüngere Faltung gehabt? Man wird das bezügliche Material sammeln müssen — für das Gebiet östlich vom Katschberg habe ich bereits damit einen Anfang gemacht[1] —, nachprüfen und kritisch sichten und dort, wo brauchbare Beobachtungen fehlen — wie das bei jeder neuen Fragestellung vorkommt — es ergänzen. Wenn aber Cornelius (l. c., p. 359) diese logische und methodische Fortbildung des Ausgangsgedankens kategorisch mit der allgemeinen Behauptung abschneidet, »daß herzynische und alpine Falten voneinander in der Richtung grundsätzlich unabhängig sind ... Von einer maßgebenden Bedeutung alter Bauanlagen für die heutige Gestaltung des Alpengebirges kann keine Rede sein ...«, so ist das nichts als ein »Vorurteil« im wörtlichsten Sinne, ein Urteil vor zureichender Prüfung. Dagegen ist die psychologische Motivierung im unbewußten ganz richtig: der Gedankengang mußte hier abgebrochen werden, wenn nicht das Gebäude der Deckentheorie auch einer Prüfung und eventuellen Abänderung unterzogen werden durfte.[2] Ich verhehle mir keineswegs, daß meine Versuche, den Gedanken einer stetigen Entwicklung im Alpenbau einzuführen,[3] vorerst wenig Anklang gefunden haben. Aber als ich 1914 die Frage nach dem variskischen Anteil an den Alpen aufwarf,[4] war das für alle — Nappisten und Antinappisten — noch viel befremdlicher, selbst Freunde hatten wenig mehr als ein Lächeln; alles was bei den alten Alpengeologen, ja selbst bei Ed. Sueß noch

---

[1] R. Schwinner, Geol. Rundschau, XIV, 1923, p. 156 ff.

[2] Teilweise ist diese Grenze doch überschritten. Die Gleichsetzung Faltenstreichen = Bauanlage, z. B. führt geradenwegs zur Diskussion, ob die Falten und die Horizontaldislokationen überhaupt, wie Cornelius im Einklang mit der ganzen Schule annimmt, das mechanisch primäre sind; denn nur dann wären posthume Falten quasi die leiblichen Nachkommen der älteren Vorgänger; oder ob das Bleibende im Wechsel der tektonischen Ausdrucksformen für die Entwicklungsgeschichte des Untergrundes die Vertikalbewegungstendenzen gewisser großer Schollen der Erdkruste wären. Im letzteren Fall wäre das Wiederauftauchen gleichen Faltenstreichens nicht unmittelbare mechanische Übertragung, sondern würde sich so nebenbei ergeben, wann eben alte und junge Falten Tangenten an denselben Massiven sind. Und es ist methodisch unrichtig, wenn Cornelius in seine Argumentation penninisches einflicht; denn mit der Parallelstellung der Brettsteinzüge mit Fedoz-, Valpelline- und besonders der Tonaleserie (= Jvreazone) (vgl. Schwinner, Zeitschr. deutsch. geol. Ges., 1923, Monatsber. 11/12, p. 165 und Geol. Rundschau, XIV, 1923, p. 36), die nun Cornelius auch annimmt (l. c., p. 355), ist überhaupt in Frage gestellt, ob der penninische Bau zum alpinen Faltengebirg gehört oder zum variskischen oder zum algonkischen?

[3] »Das Gebiet um die obere Enns als Beispiel der stetigen Umformung im Alpenbau.« Vortrag bei der 88. Vers. d. Ges. deutsch. Naturfr. u. Ärzte, Abt. 9, Innsbruck, 25. IX. 1924; Geol. Rundschau, XIV, 155 ff.; Verh. Reichsanst. 1917, p. 155/6.

[4] Schwinner R., Analogien im Bau der Ostalpen. Zentralbl. f. Min., Geol. etc., Stuttgart, 1915, p. 52. Weiterentwicklung: Geol. Rundschau, XIV, p. 54ff.

dafür zu finden war, schien damals verschwunden und vergessen. Und heute? Daß große Teile der Alpen, wie die östliche Zentralzone, wenig veränderte alte Strukturen zeigen, ist ziemlich allgemein und unbestritten angenommen. Darum habe ich keine Sorge, daß auch der zweite Gedanke, der von der stetigen Fortentwicklung in der Alpentektonik, durchdringen wird. Denn er ist im Grunde nur eine notwendige Ergänzung zum ersten und dessen Aufnahme beweist, daß die »Selbstbewegung der Begriffe« günstig vorschreitet.

Immer klarer erkennt man, daß die Oberflächengestaltung der Alpen wenig mehr als den äußeren Ausdruck der jungen Tektonik darstellt und die Morphologie ist daher für den Geologen ein wichtiges Arbeitsgebiet geworden. Vieles von dem, was im vorigen Absatz gesagt wurde, gilt also auch hier. Nun, daß man auf der »Deckentheorie« fußend, zu einer befriedigenden Darstellung der Morphologie der Alpen nicht gelangen kann, habe ich bereits andern Ort ausgeführt[1] und bald darauf hat W Schmidt unfreiwillig eine Illustration dafür gegeben,[2] die ungemein klar übersehen läßt, wie die Deckentheorie einfache und naheliegende Erkenntnis hindert und dafür unlösbare Pseudoprobleme gibt.[3]

Fassen wir zusammen: Jene Hypothese vom Bau der Ostalpen, die auf Termier zurückgeht, ist methodisch mit sehr schweren Mängeln behaftet. Als Arbeitshypothese, bei der man über formale Bedenken wegsehen könnte, ist sie nicht zu brauchen. Bestenfalls erscheint sie als Anhängsel, das die Erkenntnis weder fördert noch hindert, vielfach aber hat sie durch Aufwerfen von Pseudoproblemen direkt geschadet. Sie verschuldet großenteils, daß zwischen Tektonik und Physik ein Zwiespalt besteht und sie versperrt den Weg zu den demnächst aussichtsreichsten Arbeitsgebieten, betreffend den Anteil der älteren Gebirgsbildungen am Alpenbau und den Einfluß der jungen Tektonik auf die Oberflächengestaltung. Ich glaube, das genügt zu einer glatten, vollständigen Ablehnung.

VI. Allgemeine Zusammenhänge.

Wenn wir die allgemeinen Zusammenhänge der variskischen Faltung im Gebiet der Ostalpen, von der die Deckenbildung im Grazer Paläozoikum nur ein kleiner Ausschnitt ist, übersehen wollen, so müssen wir von der Lage ausgehen, die vor dieser

---

1 R. Schwinner, Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes. Ostalpine Formenstudien, III/2, Berlin, 1923, p. 124 bis 125, betreffend Längstäler, p. 129.

2 W. Schmidt, Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jahrb. geol. Bundesanst., Wien, 1923, 255 bis 276.

3 Das Ergebnis von Schmidt ist, daß der eine Teil der Tektonik, die »Jungbewegungen«, sehr gut in der Morphologie wiedererkannt werden kann, der andere, der eigentliche »Deckenbau« hat scheinbar gar keinen Einfluß auf die Oberflächengestaltung geübt und ist an einigen Stellen auch gar nicht mit irgend möglichen Erosionsvorgängen in Einklang zu bringen. Das erinnert bedenklich an die Theorie der komplexen Zahlen! Ein typisches Pseudoproblem ist die Abtragung der 30 *km* hohen Deckenkuppel im Tessin. Oder während der Kern der Haupthypothese war,

Faltung, ja vor der Sedimentation der später in diese Faltung einbezogenen paläozoischen Schichten vorgelegen hat. Schon vor Paläozoikum waren die älteren Gesteine zu einem Gebirge aufgestaut gewesen, das verrät sich durch die Tektonik des Grundgebirges, in welche Paläozoikum nicht mehr einbezogen ist; in unserem Fall, daß unter der Schöcklkalkdecke die Phyllite, Grünschiefer, Amphibolite etc. der Semriach—Passailer Zone unbeirrt ostnordöstlich streichen. Natürlich ist dieses Gebirge tief abgetragen, war es auch schon, als das Paläozoikum über den Rumpf transgredierte, und ist durch die folgenden zwei Faltungsären (variskisch und alpin) weiter umgestaltet worden. Allein Oberflächentektonik kann alte Gebirgsstrukturen wohl verschleppen, aber nicht verwischen; und wenn in der Tiefe, wo die großen Dislokationen sich in kleine und kleinste Teilbewegungen zersplittern,[1] auch eine völlige »Umfaltung« zustande kommen kann; große, stofflich unterschiedene Gesteinskörper bleiben doch im Zusammenhang kenntlich, wenn auch nicht in der Form. Viel mehr als die Lücken in der Überlieferung stört in der Erkenntnis der alten Gebirgsstrukturen, daß ganz andere Teile aufgeschlossen sind, als wir an jungen Gebirgen zu sehen gewohnt sind. Bestenfalls sehen wir jene mittlere Zone, in welche die großen Bewegungsbahnen von der Oberfläche zwar noch hinabstechen, in deren Bewegung aber der Linienfluß des Deckgebirges in widerborstiges Zickzack sich wandelt; oft auch jene Tiefen, in welche jene »Faltenwurzeln« gar nicht mehr hinabreichen, wo in gleichmäßiger (»homogener«) Durchbewegung alle Strukturunterschiede verschwinden, in regional gleichmäßiger Ummineralisation die Grenzen verschwimmen und nur mehr große geologische Einheiten abtrennbar sind. Restlose glatte Auflösung dieses Baues kann gar nicht das Ziel sein; denn im Grundgebirge herrscht »irrationale« Tektonik, eine natürliche Folge der vielen im Laufe der Äonen übereinandergeprägten, einander überkreuzenden Bewegungspläne. Da ist die Hauptaufgabe, durch die Fülle der verwirrenden Einzelheiten das Bild der Hauptzüge sich nicht verdecken zu lassen.

Der Ausgangspunkt aller Tektonik sind die vertikalen Bewegungen und deren Verteilung auf die verschiedenen Erdräume. Daß die Tendenz, eine gewisse Bewegungsrichtung zu behaupten, fast eine dauernde Eigenschaft eines bestimmten Erdraumes zu sein scheint, daß auch nach Unterbrechung durch äußere Gewalt die angeborene Hebungs- oder Senkungstendenz hartnäckig wieder auflebt, das ist der Kern dessen, was ich Kontinuitäts- oder Stetigkeitstheorie nennen möchte. Eine »Permanenztheorie« daraus

---

die Kalkalpendecken über die Zentralalpen zu legen, bildet der Morpholog eine Hilfshypothese, welche sie von dort wieder entfernen soll. Auch auf diesem Gebiet heißt es: ordre — contre ordre — désordre u. s. f. Und alle diese Unwahrscheinlichkeiten nur, weil von der »Deckentheorie« ja kein Titelchen aufgegeben werden darf!

[1] Vgl. R. Schwinner, Scherung, der Zentralbegriff der Tektonik. Zentralbl. f. Min. etc., 1924, p. 478/9.

zu machen, wie die Amerikaner taten, war unrichtig; wie alles auf Erden ändern sich auch diese Verhältnisse, aber so langsam, daß selbst in geologischen Zeiten die Veränderung nicht groß erscheint. Dieses Beharren der Bewegungstendenz gilt nicht bloß für die ganz großen Krustentafeln (Kontinente, Ozeanböden); auch in den Gebirgen, Übergangszonen zwischen jenen beiden, in denen Hebungs- und Senkungsgebiete mit viel kleinerem Mosaik abwechseln, behaupten die einzelnen Zonen mit großer Beharrlichkeit ihren Bewegungssinn.

Wesen des Gebirges ist also der Wechsel von Hebungs- und Senkungszonen. In den Hebungszonen herrscht Abtragung, die Gesteine abdeckt, die ursprünglich tief unter der Oberfläche gebildet worden sind. Einen großen Anteil an diesen haben stets saure Intrusiva, wie überhaupt die magmatische Förderung sich an die Hebungszonen anhängt. Der Ort der Magmaförderung verschiebt sich im Laufe der geologischen Epochen, allein die Gebilde von je zwei aufeinanderfolgenden magmatischen Zyklen berühren einander oft, ja auch randliches Überdecken, beziehungsweise Durchdringen ist nicht selten, und die späteren Gebirgsbildungen bringen dann die Massengesteinskörper einer solchen Folge durch Zusammen-, beziehungsweise Übereinanderschieben noch näher. Ein derartiges kompliziertes Gebilde, im Laufe langer geologischer Zeiten aus Tiefengesteinen (oft mehrerer Generationen), deren Gefolge und Hüllschiefern durch Intrusions- und durch Stauungsmechanik zusammengeschweißt, nennen wir ein Massiv. Die Zonen der (absoluten oder relativen) Senkung sind gleichzeitig die Räume, in denen aufgeschüttet wird: hier bilden sich die mächtigen Geosynklinalserien und natürlich liegen hier zu oberst richtig die Gesteine mit Oberflächenfazies. Zwischen Hebungs- und Senkungszone schaltet sich ein schmaler Grenzstreifen, dessen Flexuren, Falten, Überschiebungen den horizontalen Zusammenschub aufnehmen und so die tektonische Verbindung zwischen zwei Großschollen der Erdkruste vermitteln, die ebenso wie im Vertikalen auch im Horizontalen entgegengesetzten Bewegungssinn zeigen, und zwar regelmäßig so, daß die Geantiklinale und die (meist an ihrer steileren Seite) anschließende Geosynklinale gegeneinander stoßen. Trifft das ein einförmiges Schieferterrain, so wäre die verwickelte Struktur solcher Faltungszonen schwerlich zu erkennen. Glücklicherweise schließt in den Ostalpen des Archaikum mit einer Schichtfolge ab, in der Marmore und Amphibolite, daneben Quarzite, kohlenstoffreiche Schiefer usw. eine große Rolle spielen.[1] Die Faltung schaltet diese charakteristischen, besonders im Hangenden vorkommenden Gesteine tief in die Synklinalen ein und in einem

[1] Aus fast allen Grundgebirgsgebieten wird als oberster Teil des Archaikums eine Schichtfolge beschrieben, die ähnlich charakterisiert ist. erstes Auftreten von Kalk und Kohle (erstes wenigstens, soweit es sich um regelmäßig eingeschaltete, oft recht mächtige Schichtglieder handelt); daneben viel basisches Material. Diese wurde als selbständige Formation abgetrennt und als eozoisch oder proterozoisch bezeichnet (besser als die Lokalnamen Algonkium, Huron, Iatulisch-Iotnisch usw.). Ob die Analogie in Stoffbestand und Lagerung wirkliche stratigraphische Äquivalenz, d. gleiches Alter verbürgt, ist noch offene Frage.

mittleren Abtragungszustand, wie er in den Ostalpen doch nur selten überschritten wird, sind die Falten jener letzten vorpaläozoischen Faltungsära an jenen tief eingefalteten Zügen von Marmor und Amphibolit kenntlich, den Spuren ihrer »Wurzel«-Synklinalen. Diese scheiden demgemäß meist Gebiete, die an Stoff und Fazies der Gesteine stark verschieden sind, und schlängeln und scharen sich

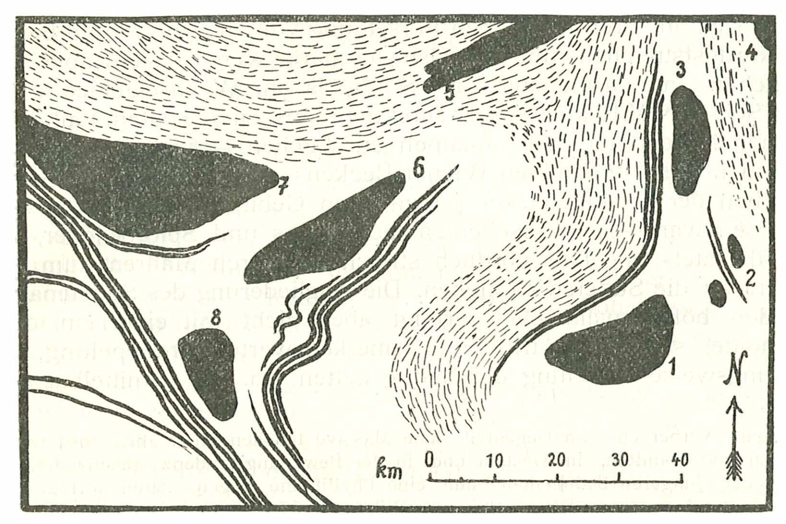


Fig. 7.

Der Grundgebirgsknoten in Mittelsteiermark.

(Schwarz): Granitische Massive:

1. Radegund—Weiz—Feldbach,
2. Pöllau,
3. Birkfeld,
4. Wechsel,
5. Mürztaler Grobgneis,
6. Gleinalm,
7. Seckauer Tauern,
8. Amering.

(Starke Linien): Algonkische Falten (Marmorzüge usw.).

(Gestrichelt): Phyllitzonen.

(Weiß): Hebungszonen, meist Tiefenfazies (II. Stufe).

wie die Ketten jenes uralten Gebirges, hier eine Innensenke umrundend, dort an ein Massiv sich anschmiegend.[1]

---

[1] Vorstehendes mußte — zum Teil unter Wiederholung schon früher gesagten — ausführlicher gebracht werden, weil über diese Grundzüge aller Grundgebirgstektonik noch viele Unklarheiten verbreitet sind. Ein Beispiel: ein so verdienstvoller Beobachter wie H. P. Cornelius (Mitt. Wiener geol. Gesellsch., 1921, p. 67 ff.) denkt sich den Zwischenraum zwischen Böhmischer Masse und Aarmasiv durch Tiefengesteine gleicher Art ausgefüllt und will »nicht annehmen, daß jene krystallinen Massen gerade dort ihren Charakter änderten, wo sie sich unter der Hülle jüngerer

Schon aus der geologischen Übersichtskarte erkennt man, daß ein Hauptast jenes alten, vorpaläozoischen Gebirges mit Südost- bis Norweststreichen[1] von der Rhodopemasse über Steiermark zum Böhmerwald zieht und als Hebungsachse mit gleichem Streichen bis NW-Deutschland fortgesetzt zu spüren ist. In Mittelsteiermark liegt aber ein wichtiger Gebirgskarten-, beziehungsweise Verzweigungspunkt: die dem Hauptstamm östlich anliegenden Falten (Almhauszone) lösen sich in ihrer nördlichen Forsetzung von diesem ab und biegen in Nordoststreichen um. In Oststeiermark wendet sich aber das Streichen im Grundgebirg in S—N, ja im Wechselgebiet sogar in SSO—NNW.[2] Mit dieser Direktion müssen die alten Falten im Grundgebirge unter den Kalkalpen durchgehen — vielleicht ist »der Einbruch des inneralpinen Wiener Beckens« ein posthumes Wiederaufleben der Saumtiefe, die jenem alten Gebirge im O vorgelagert gewesen war —, sie erscheinen bei Krems und Spitz wieder, um von da, stets ungefähr nördlich streichend, durch Mähren zum Anschluß an die Sudeten zu ziehen. Die Angliederung des Sudetenastes an den böhmerwäldischen erfolgt aber nicht mit einer einfachen Sigmoide, sondern es tritt eine bemerkenswerte Verdoppelung, beziehungsweise Staffelung der Gebirgsketten ein. Die unmittelbar vom

---

Sedimente verbergen«. Im Gegenteil! Jene Massive tauchen unter eben dort, wo sie den Charakter ändern, im Gestein und in der Bewegungstendenz gleichzeitig, und unter den jüngeren Sedimenten muß eine Phyllitzone liegen, deren fortdauernde Senkungstendenz jenen Raum eben zur Bildung einer jungen Geosynklinale prädestiniert hat.

[1] Man muß genau unterscheiden zwischen Streichen der Schichten — der Falten — der Gebirgskette überhaupt; das kann alles zusammenfallen, muß es aber nicht, z. B. divergieren bei Brachyantiklinalen Schicht- und Faltenstreichen, bei Querschollen das Streichen von Falten und Gebirgskette u. s. f. Und im großen, ein Gebirge, das einfache gerade (loxodrom) fortstreichen würde, gibt es unter den jungen Ketten nicht; Anhänger des Aktualitätsprinzips müssen daher annehmen, daß die Gebirge der älteren Faltungsären Bogen, Schlingen, Scharungen usw. nicht weniger abwechslungsreich als die jungen aufzuweisen hatten. Auch im Bauplan der vorpaläozoischen Alpen finden sich neben dem obenerwähnten Hauptstamm, der südöstlich bis nordwestlich streicht, in der Almhauszone und im Gurktal Äste, die südwestlich bis nordöstlich, d. i. geradezu normal auf ersteren streichen. Es ist daher unrichtig, wenn Mohr (Verh. geol. Bundesanst., Wien, 1925, p. 102) das Nordweststreichen (noch dazu das der Schichten, beziehungsweise der Falten!) für bezeichnendes Merkmal jenes alten Bauplanes erklärt. Man darf nicht — wie Mohr — Wechsel, Seetaler Alpen und obere Drau (unter Lienz) ohne weiteres nebeneinander stellen; denn diese drei Gebiete gehören drei verschiedenen Ästen jenes Gebirges an, zwischen denen die Strukturlinien des Grundgebirges ganz anderes Streichen zeigen (bis SW bis NO, siehe oben), wie übrigens lang bekannt und auch schon unter diesem Gesichtspunkt dargestellt worden ist (vgl. Schwinner, Niedere Tauern, Geol. Rundschau, XIV, 1923, p. 35, 51, 54 ff.). Wenn der geschätzte Autor es schon nicht liebt, seine Darstellung mit (überflüssigen) Quellenzitaten zu belasten — Beispiel: Schwinner, Zentralbl. f. Min. etc., 1915, p. 55 und 59; Mohr, »Ist das Wechselfenster ostalpin?« Graz, 1919, p. 12 — pro foro interno sollte er die Vorarbeiten anderer doch zur Kenntnis nehmen. (Nebenbei ein Nachtrag zu jener Arbeit Mohr's: Eine zusammenhängende »altpaläozoische Wanne Murau—Feldkirchen i. K.« gibt es nicht und noch viel weniger ist eine Einmündung der Murauer Mulde in die nördliche Grauwackenzone zwischen Irdning und Schladming denkbar!)

[2] Mohr H., Ist das Wechselfenster ostalpin? Graz, 1919, p. 10.

Stamm sich ablösende Welle (Gleinalm, Hochalm, Rennfeld) scheint gegen NO abzuklingen, soweit die gerade hier sehr jungen Faltungen ein Urteil gestatten. Es spricht die Stratigraphie für diese Annahme (siehe unten) und die Sigmoide von Trofajach geht wohl auf eine derartige Anlage im Grundgebirge zurück; angelehnt an einen ungebrochenen Grundgebirgsfaltenzug wäre sie mir gar nicht verständlich. Sozusagen als Deckung für diese Bresche diente ein Parallelgebirgszug im S und O, der mit dem großen Granitmassiv einsetzt, das wir südlich von Radegund und Weiz vermuten müssen;[1] bis nach Feldbach reichen größere Granitmassen,[2] ob in ununterbrochenem Zusammenhang, ist nicht zu entscheiden. Gegen N schließen sich die granitischen Massen vom Kulm, von Pöllau und Birkfeld an und an die Innenseite dieses von den Massiven gebildeten Bogens schmiegt sich ein mit Marmoren etc. markierter Faltenzug, der bei Semriach ostnordöstlich, bei Anger aber bereits geradewegs nördlich streicht und die Phyllitmassen der Innensenke auf dieser Seite geradeso einsäumt wie der allerdings viel mächtigere Almhauszug im W und N.

Diese Innensenke — die natürlich damals noch breiter war — kommt in der paläozoischen Sedimentation wieder zum Ausdruck. Am gleichmäßigsten und beständigsten war die Senkungstendenz in der Nordostecke (die vermutlich mit der großen Geosynklinale der Grauwackenzone in freier Verbindung stand): sie lieferte im Hochlantsch die vollständigste Schichtfolge, Korallenkalk durch das ganz Devon, ohne wesentliche terrigene Beimischung. In der Südwestecke beginnt das Devon klastisch-lagunär (Kalkschiefer, Sandstein, Dolomit), erst darüber folgt Korallenkalk, auch dieser mit reichlichem Tonschiefereinschlag. Auf der Geantiklinale im SO aber vermochte erst der Korallenkalk der Barrandeischichten allgemein (von kleinen Dolomit- und Sandsteinfleckchen abgesehen) zu transgredieren.

Die variszische Faltung folgte zum Teil den alten Bahnen, d. h. sie schob die Innensenke, die schon von den vorpaläozoischen Falten beiderseits eingeengt worden war, ein Stück weiter zusammen. Aber ganz genau folgten die neuen Falten den alten Leitlinien nicht, insbesondere scheinen sie das mittelsteirische Σ durch eine wesentlich flachere Linie erzetzt zu haben. Derart kamen der mächtige Schichtstoß des Südwestzipfels der Innensenke und die geringmächtige Sedimenthülle der Geantiklinale im SO nebeneinander in eine und dieselbe Faltenfront. Daraus folgte eine transversale Trennung

---

1 Angel F., Gesteine der Steiermark, Graz, 1924, p. 55ff., 70ff., 96ff. Daß dieser Granit alt ist, bezeugen die pleochroitischen Höfe in seiner Kontaktzone (siehe p. 224), wie sie in dieser Intensität in Steiermark bisher nur vom Bösenstein beschrieben sind (Angel, l. c., p. 66). Bemerkenswert ist die Ähnlichkeit mit dem berühmten Granitmassiv von Strehlen, das ebenso tief abradiert vor dem Gebirgsabbruch im ostsudetischen Vorland liegt. Das geht soweit, daß in beiden Fällen an den Granit ein Gebiet junger Basaltergüsse anschließt. Vgl. Cloos H., Der Gebirgsbau Schlesiens. Berlin, 1922, p. 11.

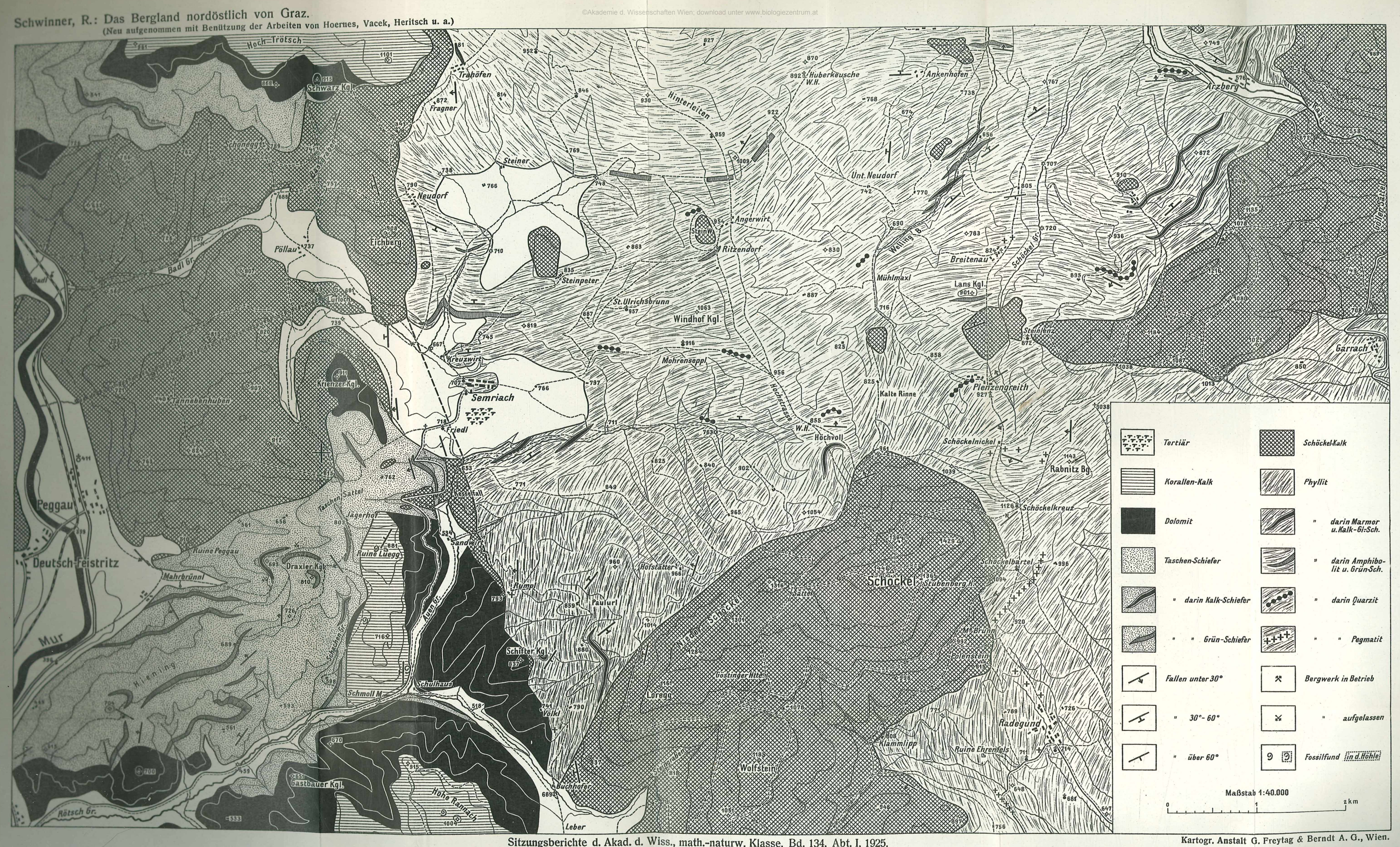
2 Vgl. Winkler A., Jahrb k. k. geol. Reichsanst., 1913, p. 508, Fig. 1. Eine genaue petrographische Vergleichung der Granitauswürflinge der Feldbacher Vulkane mit den oststeirischen Granitvorkommen wäre lebhaft zu wünschen.

im Laufe der Faltung, sehr verschiedener Baustil auf beiden Flügeln, schließlich seitliche (nordöstlich gerichtete) Überwälzung der anfangs zurückgebliebenen schweren Massen des Westflügels auf den östlichen und wegen des isostatischen Ausgleichs zuletzt Einsinken in der Westhälfte. Die Leberflexur entstand derart schon (zum großen Teil) bei der variszischen Faltung und geht auf die Gestalt des Sedimentationsraumes, mittelbar auf die alten Strukturen des Grundgebirges zurück.

Ich habe früher einmal schon festgestellt, daß wir von der variszischen Faltung wenig wissen. Natürlich, ihr Anteil ist von den älteren und jüngeren Strukturen nur dort abtrennbar, wo sicheres Paläozoikum in den Bau eintritt. Ein erster Anfang ist mit der vorliegenden Arbeit gemacht. Genaueres Eingehen behalte ich mir allerdings noch bevor bis auf jenen Zeitpunkt, wenn zum mindesten das ganze Grazer Paläozoikum nach den neuen tektonischen Gesichtspunkten revidiert sein wird. Dann wird man auch die Ergebnisse verallgemeinern und auf die andern paläozoischen Gebiete (Murau, Turrach etc.) anwenden dürfen. Es ist klar, daß auch die Darstellung jener dadurch in nicht geringem Maße beeinflußt und geändert werden wird.

Inhaltsangabe.

Schwinner, R.: Das Bergland nordöstlich von Graz.
(Neu aufgenommen mit Benützung der Arbeiten von Hoernes, Vacek, Heritsch u. a.)



Kartogr. Anstalt G. Freytag & Berndt A. G., Wien.